

55(523.4+523.5)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

高知(13)第88,89号

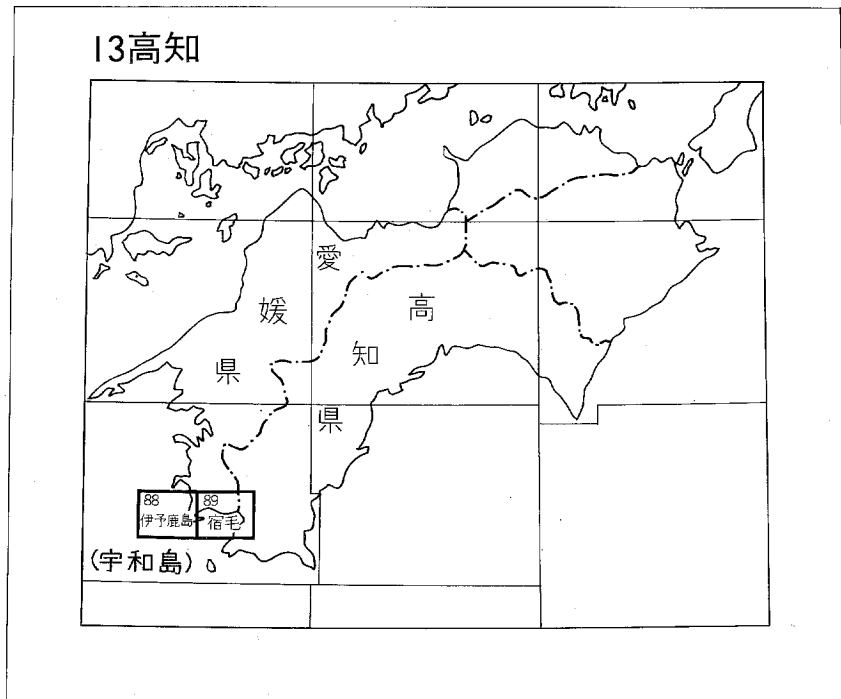
伊予鹿島及び宿毛地域の地質

田中啓策

昭和55年

地質調査所

位置図



()は1:200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	4
III. 白亜—古第三系四万十累層群	5
III. 1 岩相	5
III. 2 白亜系	11
III. 2. 1 中部四万十川層群	13
III. 2. 1. 1 内海層	13
III. 2. 1. 2 西海層	13
III. 2. 1. 3 稲津層	14
III. 2. 1. 4 宇須々木層	16
III. 2. 2 上部四万十川層群	17
III. 2. 2. 1 城辺層	18
III. 2. 2. 2 中村層	22
III. 2. 2. 3 有岡層	26
III. 2. 2. 4 御荘層	27
III. 2. 2. 5 山北層	29
III. 2. 3 対比	29
III. 3 古第三系	30
III. 3. 1 室戸半島層群	32
III. 3. 1. 1 鹿崎層	32
III. 3. 1. 2 弘見層	33
III. 3. 1. 3 来栖野層	35
III. 3. 2 宿毛層群	35
III. 3. 2. 1 中角層	36
III. 3. 2. 2 竜ヶ迫層	36
III. 3. 3 対比	40
III. 4 地質構造	41
III. 4. 1 概説	41
III. 4. 2 構造区分	43
IV. 貫入岩類	46
V. 第四系	47
V. 1 段丘堆積物	47
V. 2 崖錐堆積物	47

V. 3 沖積層	48
VI. 応用地質	49
文 献	50
Abstract	52

図・表・図版目次

	*写真
第1図 地形区分図	2
第2図* 荒瀬山西方から宿毛市街地を望む	2
第3図* 宿毛市藻津における中位砂礫台地	3
第4図 地質略図	6
第5図 構造区分図	7
第6図* 鹿崎層S ₁ 部層の剪断泥質岩	9
第7図* 城辺層J ₃ 部層の砂岩層中にみられる層内礫岩	11
第8図* 西海層N ₄ 部層の砂泥混合層	12
第9図 西海層柱状図	15
第10図* 西海層N ₁ 部層の成層砂岩	16
第11図 城辺層柱状図	19
第12図* 城辺層J ₁ 部層の砂岩泥岩薄互層	20
第13図* 城辺層J ₁ 部層の砂岩層中にみられる斜交葉理	20
第14図* 城辺層J ₁ 部層の砂泥混合層	21
第15図 中村層・山北層柱状図	23
第16図* 中村層Nk ₁ 部層の砂岩層下面にみられる longitudinal furrows and ridges	24
第17図 有岡層柱状図	26
第18図 御荘層柱状図	28
第19図 四万十累層群の砂岩組成	31
第20図 鹿崎層柱状図	32
第21図 弘見層柱状図	34
第22図 竜ヶ迫層柱状図	36
第23図* 竜ヶ迫層T ₁ 部層の成層砂岩	37
第24図* 竜ヶ迫層T ₁ 部層の砂岩層下面にみられるフルートキャスト	38
第25図* 竜ヶ迫層T ₁ 部層の砂岩層下面にみられる longitudinal furrows and ridges	38
第26図 地質構造図	42
第27図 宿毛市藻津の段丘堆積層柱状図	48

第1表	地質総括表	4
第2表	四万十累層群層序区分表	8

- 第I図版
1. 中村層Nk₂部層産 *Inoceramus (Endocostea) balticus toyajoanus* NAGAO et MATSUMOTO
 2. 中村層Nk₁部層産 *Solenoceras* sp.
 3. 城辺層J₁部層の砂岩層下面にみられる管状化石
 4. 同上

- 第II図版
1. 竜ヶ迫層T₁部層の砂岩層下面にみられる多毛類化石 *Nereites murotoensis* KATTO
 2. 竜ヶ迫層T₃部層の砂岩層下面にみられる生痕化石 *Acanthorhaphé* sp.

伊予鹿島及び宿毛地域の地質

田 中 啓 策*

本地域は5万分の1地形図「伊予鹿島」および「宿毛」の両地域からなる。地質図はこれらの両地域に分けたが、報告は説明の便宜上、両地域を一括してまとめた。野外調査は昭和39年から50年にわたって行われた。この報告をとりまとめるにあたって、大阪大学中世古幸次郎教授は四万十累層群の放散虫化石について同定の労をとられた。また、同累層群の有孔虫化石の同定については、石油資源株式会社大倉保氏から援助をうけた。四万十累層群の堆積岩の検鏡には、砂岩・珪長質凝灰岩についてそれぞれ寺岡易司・角靖夫両技官の協力を得た。さらに、火成岩の検鏡には、四万十累層群の火山岩礫・同累層群の苦鉄質火山岩類・新第三紀火成岩についてそれぞれ山田直利・奥村公男・野沢保各技官を煩わした。以上の方々に深甚の謝意を表する。

I. 地 形

伊予鹿島・宿毛両図幅地域の地形は、北方の宇和島図幅地域内の高月山と岩松図幅地域内の篠山とを結ぶN-S系の山地（新第三紀火成岩体が貫入）が西方へ傾いて豊後水道に臨んだ沈水地形、宿毛付近から東へ中村付近にいたるほぼE-W方向の凹地帯（中筋地溝帯）、および宿毛湾東岸の沈水地形で特徴づけられる。両図幅地域は第1図に示すような地形区に区分される。

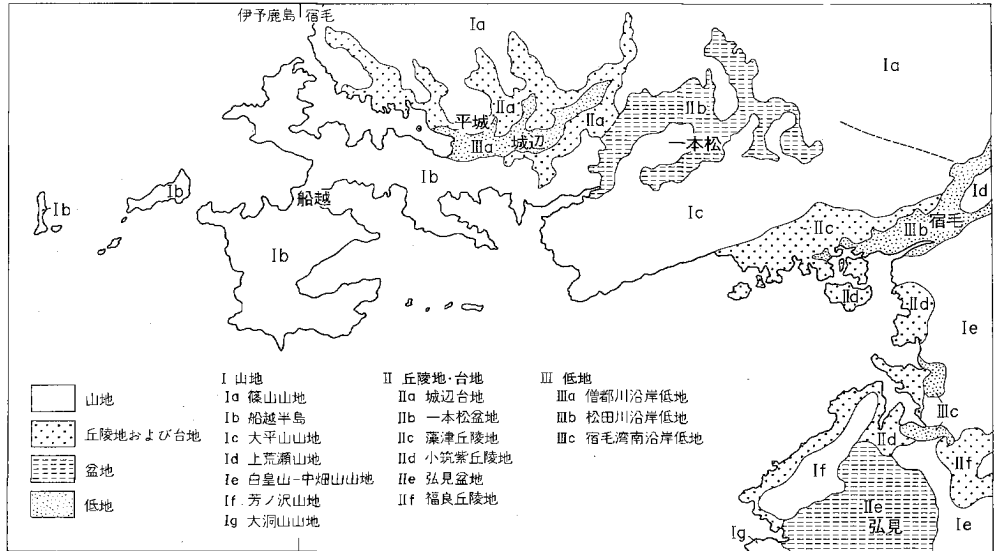
宿毛図幅地域北西部の篠山山地（起伏量150-400m）、沈降海岸地形を示す船越半島（主として200m内外）および大平山山地（主として200-350m）では、山地の主稜線が地層の一般走向にほぼ一致して大略E-W方向に走る。船越半島南部や大平山山地では、主稜線がおおむね向斜軸に一致している。いっぽう、南西部についてみると、東隣の土佐中村図幅地域内からつづく上荒瀬山地、白皇山—中畑山山地（起伏量150-300m）、さらに芳ノ沢山地（100-300m）では、地層の一般走向に調和して山地の主稜線がNE-SW方向に走るか、あるいはこのような方向の稜線が諸所に発達している。芳ノ沢山地の主稜線は大部分向斜軸にほぼ一致している。

主要河川には、地層のE-W性の一般走向に調和して流れるものとして僧都川下流部、これと平行に城辺市街地南側を流れる河川、一本松西方から城辺町深浦の湾へ注ぐ河川、松田川下流部などが目立っている。宿毛図幅地域北西部の篠山山地を刻む河川は、北西から南東に向かって流れる。大平山山地では、南北両斜面とも多くの必従河川がみられる。宿毛図幅地域東部についてみると、福良川以北、篠川以東の区域には全般にわたって谷が樹枝状に発達し、福良川以南、弘見盆地には求心型の水系模様が認められる。

丘陵・台地および低地を総括した地域（盆地も含む）は、河川または海岸にそって分布する。城辺台

*地質部

地（丘陵地も含む）、僧都川沿岸低地、松田川沿岸低地および藻津^{むくす}丘陵地はほぼE-W方向にのび、後2者は中筋地溝帯の凹地内に位置する。小筑紫丘陵地と弘見盆地は概略NE-SW方向にのびている。台地には下位砂礫台地・中位砂礫台地および上位砂礫台地（またはこれに相当する平坦面）が識別され、標高はたとえば城辺台地ではそれぞれ5-20m、25-40m、45-80mである。一本松盆地や弘見盆地では、



第1図 地形区分図 芳我(1975)および甲藤・寺戸ほか(1974)にもとづき改作



第2図 荒瀬山西方から宿毛市街地を望む 手前より松田川沿岸低地・藻津丘陵地・大平山山地. 遠景は篠山山地を示す

上位台地が他の台地よりも広く発達している。藻津丘陵地は標高100m未満のおぼれ谷地形をなしており、ここには中位砂礫台地（第3図）も存在する。河口付近の沖積低地には三角州が形成され、とくに僧都川の河口付近には著しく急速に成長する鳥趾状三角州がみられる。宿毛市街地西方の宿毛貝塚（縄文時代中・後期）は海拔2-3mの地表にある。

断層に規定された地形としては、御荘町^{みしやう}の長崎付近から平城^{ひらじやう}をへて城辺町三島東方につづく城辺台地の南限、南側のE-W方向にのびる船越半島の南岸（城辺町の深浦と真浦・西海町船越北方・コケ岬を結ぶ線）、さらに南側の城辺町脇本―黒崎鼻間の宿毛湾北岸がE-W系のもので注目される。最後に記した海岸は直線的にのび、海食崖が著しく発達する。この海岸の南側を走る断層は、東へのびて藻津丘陵地（相対的に軟かいシルト岩からなる）と北側の大平山山地（相対的に堅い泥岩と砂岩とからなる）との境界をなし、いっぽう西へ向かつては当木島南側・鼻面岬南側へとつづくようで、中筋地溝帯の北限を画する断層線ないしその延長に相当する。中筋地溝帯の南限は、両図幅地域内では断層線として上荒瀬山地と白皇山―中畑山山地の間を通り、さらに松田川下流に沿いながら宿毛湾に達する。NW-SE系の断層地形は御荘湾入口の銚子ノロ・城辺町柿ノ浦―黒崎鼻間の海岸、宿毛市小筑紫の湾、海食崖が発達した大月町白鼻―泊浦間の海岸などに示されている。断層に沿う適従谷には、僧都川中流部（NE-SW方向）、上荒瀬山地の南側を流れる河川（ENE-WSW方向）などがある。

第四紀における地盤昇降運動を証拠づける普遍的な地形としては、城辺台地や一本松盆地・弘見盆地に広く発達する海拔10-130mの砂礫台地、船越半島部南西側によく連続する海食崖・海食棚（顕礁・暗礁）や奥深い海食洞（鹿島穴^{はら}は奥行120m）、さらに平均深度約80mに達する海面下の陸地性侵食地形



第3図 宿毛市藻津における中位砂礫台地

の3種類の地形があげられる。さらに、中筋地溝帯とよぶ凹地帯も段丘面の東西方向における高度差からして、第四紀後半に沈降運動を行なったと推察されている。

II. 地 質 概 説

伊予鹿島・宿毛両図幅地域は地質構造上、西南日本外帯の四万十累帯に位置し、ここに発達する地質系統（第1表）は主として白亜—古第三系四万十累層群である。さらに、本地域には第四系も分布し、新第三紀貫入岩類の小岩体も露出する。

四万十累層群は著しい褶曲をうけ、多数の断層によって切られ、顕著な帯状構造を示す。現在みられる地質構造は基本的には中新世前期の終りごろに形成された。四万十累層群のうち、白亜系（上部白亜系）の部分は宿毛図幅地域の北部と伊予鹿島図幅地域に、古第三系の部分は宿毛図幅地域の南部に分布する。

第1表 地 質 総 括 表

年 代	宿 毛 図 幅	伊予鹿島図幅	備 考
第四紀	沖積層 段丘堆積物	沖積層	
新第三紀	鮮新世 貫入岩類		花崗岩類貫入 褶曲・断層
	中新世		
古第三紀	漸新世 三崎層群 宿毛層群	竜ヶ迫層 中角層	苦鉄質海底火山活動 堆積盆地南方移動
	始新世 室戸半島層群	来栖野層 鹿崎・弘見層	
	暁新世		
	白亜紀後期	御荘・山北層 城辺・中村・有岡層	
白亜紀前期	中部四万十川層群	内海・西海・稲津・宇須々木層 西海層	
	下部四万十川層群		

— — 断層関係
* 地域外分布

白亜系部分は中部四万十川層群と上部四万十川層群からなる¹⁾。中部四万十川層群は泥質岩に富む下部と砂岩に富む上部とに区分されるが、両図幅地域には上部だけが分布する。中部四万十川層群の上部は西海層（厚さ3,200m以上）で代表され、内海層・稲津層および宇須々木層もこれに属する。中部四万十川層群上部の最上部はヘトナイ統下部階に対比されるであろう。上部四万十川層群は中部四万十川層群に整合に重なり、下部は泥質岩に、上部は砂岩に富む。上部四万十川層群の下部を代表する地層として、北より南へ城辺層（厚さ3,200-3,400m以上）・中村層（2,000m以上）および有岡層（1,300m以上）がある。城辺層には他の2層に比べてタービダイト砂岩がより多くみられ、中村・有岡両層の泥質岩にはシルト岩が少なくない。上記の3層はヘトナイ統下部階を含み、さらに同統上部階も含む可能性が強い。上部四万十川層群の上部は御荘層（厚さ2,500m以上）と山北層（500m以上）で代表される。

古第三系の部分は室戸半島層群（始新-漸新統）と上位の宿毛層群（おもに漸新統）に分けられる。室戸半島層群は弘見層（厚さ4,200m以上）とその相当層の鹿崎層（1,900m以上）および上位とみなされる来栖野層に区分される。弘見層と鹿崎層はおもに泥質岩からなり、砂岩を伴い、弘見層には苦鉄質火山岩類がみられる。来栖野層は宿毛図幅地域内においてごく狭く分布し、泥質岩および砂岩からなる。宿毛層群に属する地層には、中角層（厚さ800m以上）と上位の竜ヶ迫層（1,300m以上）がある。中角層はおもにシルト岩からなり、竜ヶ迫層は泥岩および砂岩からなる。

新第三紀貫入岩類としては、花崗岩質岩石・石英閃緑岩・閃緑岩・石英斑岩および安山岩の小岩体が四万十累層群中に貫入している。これらの貫入時期は中新世中期と考えられる。

第四系はおもに段丘堆積層および沖積層として発達し、砂・礫・粘土からなる。

III. 白亜-古第三系四万十累層群

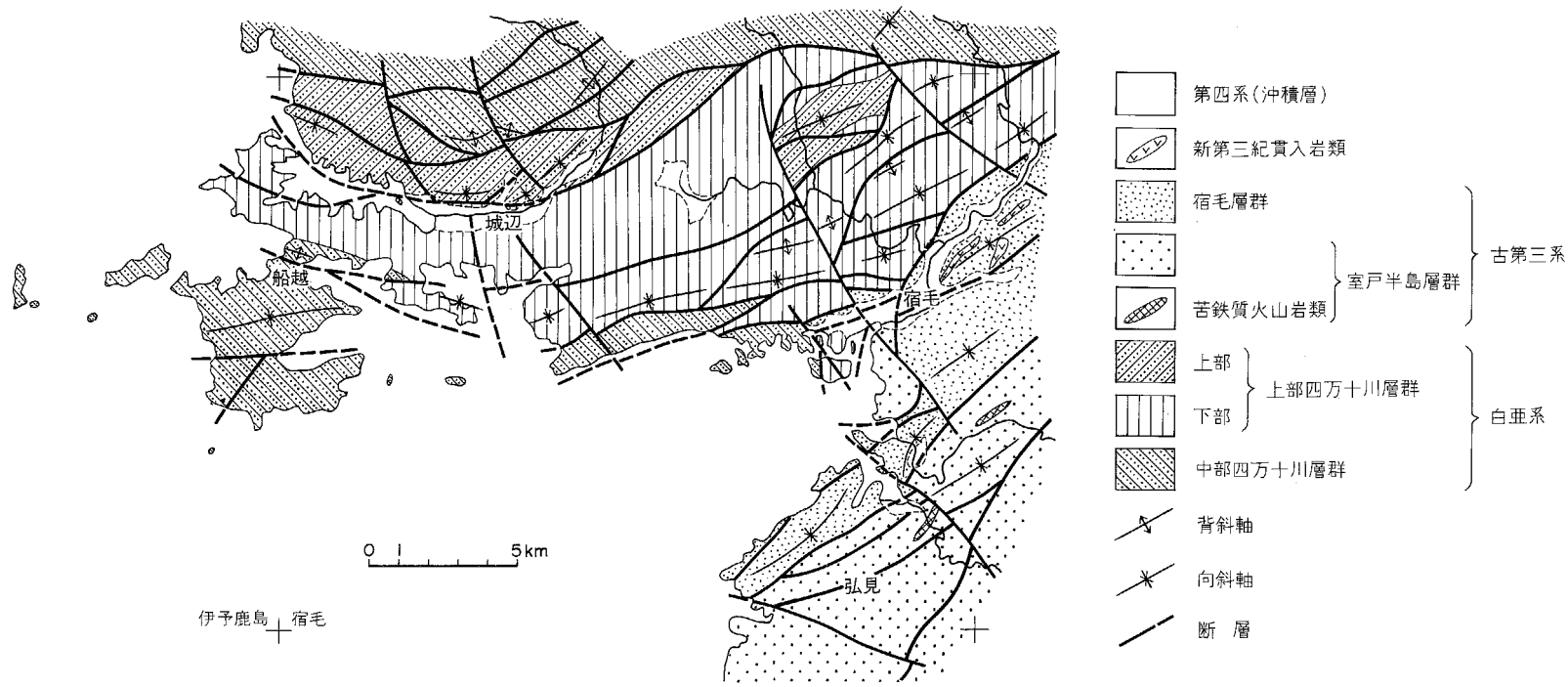
伊予鹿島・宿毛両図幅地域の四万十累層群（第4図）の層序は第2表のようにまとめられる。四万十累層群地域は北より南へ宇和帯・中筋帯および清水帯に区分される（第5図）。本累層群のうち、白亜系の部分は古第三系の部分よりもはるかに広い面積を占め、前者は宇和帯と中筋帯北-中部に、後者は中筋帯中-南部と清水帯に分布する。

III. 1 岩 相

四万十累層群を構成するおもな岩相として、泥岩相・シルト岩相・砂岩泥岩薄互層相・砂岩泥岩厚互層相および砂岩相が識別され、きわめて従属的なものとしては礫質岩・石灰岩・チャート・珪長質凝灰岩・苦鉄質火山岩類（いわゆる緑色岩類）がある。さらに、異常堆積層ないしスランプ層もときおり認められる。以下、これらの岩相の主として肉眼的性状について述べる。

泥岩相 数10m-100mないしそれ以上の厚層として発達する。泥岩は灰黒-黒灰色を呈し、粒度の点では一般にシルト質粘土岩-粘土質シルト岩で代表され、まれに粘土岩である。概して頁岩質である。

1) 四国の場合に限って、四万十累層群中の白亜系部分を四万十川層群と総称する。本層群は、堆積相の巨視的変遷からみて、下部四万十川・中部四万十川および上部四万十川の3層群に大別することができる。



第4図 地質略図



第5図 構造区分図

第2表 四万十層群層序区分表

年代	地域		宇和帯	中筋帯			清水帯						
	一般層序		南部	北部	中部	南部	北部	中部					
古第三紀	漸新世	上部	内海層				竜ヶ迫層						
		下部					中角層		中角層				
	始新世	上部										来栖野層	
		下部							鹿崎層		弘見層		
暁新世													
白亜紀後期	上部四万十川層群	上部					御荘層		山北層				
		下部					城辺層		中村層	有岡層	有岡層*		
	中部四万十川層群	上部					西海層		稲津層	宇須々木層			
		下部											
白亜紀前期													

—— 断層関係
* 地域外分布

ふつう成層（単層の厚さが一般に数cm-数10cm）しており、しばしば粒度差による葉理を顕著に示し、他方塊状（無層理；単層の厚さが300cm以上）のこともある。細粒—極細粒砂岩、さらに粗粒シルト岩の葉層をひんぱんに挟有し、葉理がよく発達した泥岩をここでは葉理砂質泥岩とよぶことにする。いっぽう、均質な泥岩もみられる。石灰質団塊をまれに含む。苦鉄質火山岩類（緑色岩類）を伴う地層群（弘見層の一部）およびその相当層（鹿崎層の一部）では、泥岩がしばしば粘板岩化しており、ときにはむしろ千枚岩質とってよい場合もあり、あるいはしばしば剪断ないし破碎されている。剪断や破碎をうけていない泥岩（シルト岩も含む）についてみると、白亜系部分のものは古第三系部分のものに比べて一般に固結度がより高い。古第三系の泥岩（シルト岩も含む）は全体として白雲母碎屑粒をかなり含んでいる。これに反して、白亜系の泥岩には白雲母碎屑粒が例外的に少量含まれていることも

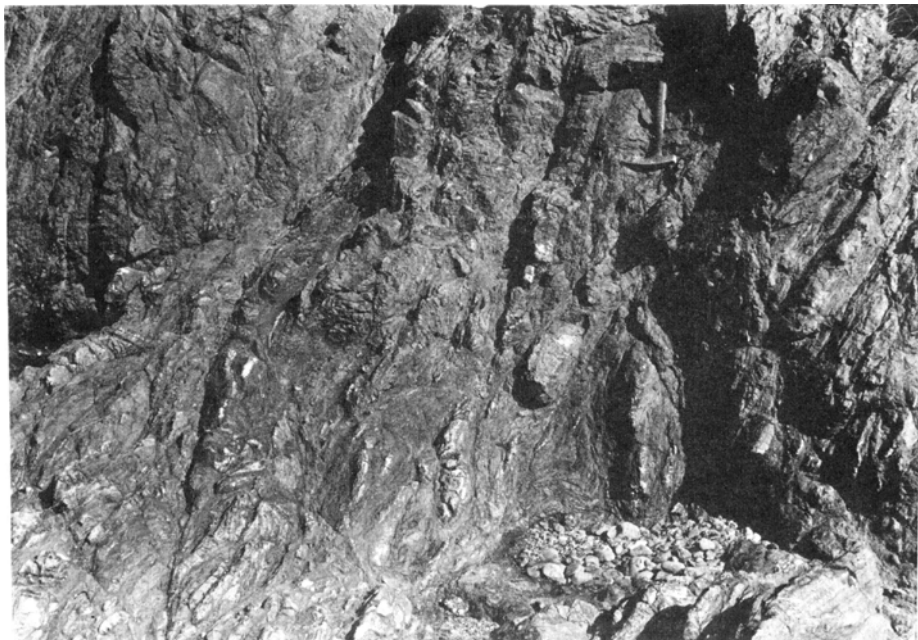
あるが、一般にはほとんど認められないか、あるいはごく微量である。

泥岩相は泥岩勝ち砂岩泥岩薄互層相とともに、しばしばブーディン性の岩塊（おもに砂岩）を含み、またときおり大きさ数m-10mの孤立した砂岩レンズを含んでおり、泥岩自体が剪断ないし破碎されている。このような現象は、とくに中筋帯中部以南の宇須々木層や中村層・弘見層・鹿崎層にひんばんにみられ、さらに竜ヶ迫層にもときどき認められる（第6図）。この種の地層は、一見後述の砂岩岩塊を無秩序に多数含む砂泥混合層（スランブ層の1種）に似ているが、スランブ構造（たとえば褶曲・スランブポール）の欠如などによって後者とは区別され得る。

シルト岩相 数10m-100mないしそれ以上の厚層として発達するが、量的には上記の泥岩相よりもはるかに少ない。シルト岩は暗灰色を呈し、おおむね塊状で、風化するとしばしば玉ねぎ状構造を呈し、部分的に頁岩質となり、また成層している。石灰質団塊をまれに含む場合がある。

砂岩泥岩薄互層相 泥岩相中に数10mの厚層として発達するほかに、砂岩泥岩厚互層を構成する泥岩部中にもみられる。砂岩・泥岩各部の厚さは数cm-数10cmで、砂岩勝ちのこともあれば泥岩勝ちのこともある。砂岩部はおおむね細粒、ときどき中粒あるいは極細粒で、ふつう平行葉理がよく発達し、しばしば斜交葉理（セットの厚さは数cm以下）やコンボルト葉理を示し、また級化層理も認められ、下位の泥岩部とは明瞭に画され、しばしば上位の泥岩部に漸移する。この種の砂岩はタービダイトとみなされる。泥岩部は葉理砂質泥岩のことが多い。

砂岩泥岩厚互層相 砂岩部・泥岩部の厚さが数mから10m前後に及ぶ。砂岩が泥岩よりも優勢な場合もある。逆の場合もある。砂岩の性状は次記の塊状砂岩相や成層砂岩相の場合に似るが、塊状砂岩に比べて全体として粒度がより細かく、含有する泥岩同時礫の量も少ない。泥岩部は一般に葉理砂質泥岩



第6図 鹿崎層S₁部層の剪断泥質岩 宿毛市内外ノ浦北方海岸

で代表されるが、砂岩と薄く互層する場合もある。

砂岩相 数10m-100mないしそれ以上の厚層として発達する。砂岩は一般に灰-暗灰色を呈し、粗粒から細粒にいたる種々の粒度を示し、ときどきかなり泥質となっている。ただし、古第三系部分（たとえば竜ヶ迫層）には、かなり石英質となって灰白色を帯びる砂岩もみられる。砂岩は塊状（無層理）の場合もあれば、成層する場合もあり、後者では厚さ10cm前後ないしそれ以下の泥岩薄層をはさむことがある。塊状砂岩相はときどき泥岩同時礫を多く含み、またときおり細礫質となる。成層砂岩相にはしばしば級化層理が発達し、また砂岩単層の上部には平行葉理や斜交葉理・コンボルト葉理が発達し、さらに単層下面にはときどきフルートキャスト・グループキャストなどのソールマークが認められる。この種の砂岩はタービダイトとみなされる。いっぽう、斜交層理（セットの厚さは数cm-30cm）もまれに存在する。さらに、成層砂岩相や前記の砂岩泥岩薄互層を構成する砂岩単層の下面あるいは上面には、ときおり生痕化石が観察される。白亜系部分の砂岩は古第三系部分の砂岩に比べて概して基質に富むが、石英に乏しく、また後者には白雲母が多いといったちがいがあがる。ただし、古第三系には累層によって白亜系砂岩に似た組成をもつ砂岩もある。

礫質岩 塊状中-粗粒（部分的に極粗粒）砂岩はときどき数10cm-数mの部分において礫質となっている。礫は比較的良好に円磨されており、ふつう細礫であるが、ときには小さい中礫も少なからず含む。礫種は砂岩・粘板岩・チャート・アプライト・流紋岩・デイサイト・安山岩・石英岩などである。泥岩同時礫が密集した砂岩（層内礫岩にあたる）がときどき認められ、3m内外の厚さに達することがある（第7図）。泥岩同時礫に富むほかに外来礫（一般に細礫ないし中礫大）も含み、基質が部分的に泥質となる淘汰の悪い礫質砂岩も知られており、このものはフラクソタービダイト（fluxoturbidite）とみなされよう。異常堆積に由来する礫質岩についてはあとで言及する。

石灰岩 泥岩相やシルト岩相中に小レンズとしてごくまれに含まれる。灰白色を呈し、最大のものは厚さ2m内外、延長5m内外である。なお、東隣の土佐中村図幅地域内には、より規模の大きい岩体（厚さ50m、延長200m）も知られている。

珪質岩 厚さ数m以下の珪質泥岩ないし珪質頁岩がときどき泥岩相中に挟在する。すべて鏡下では凝灰岩起源のものと判定されない。珪質岩は上方・下方あるいは側方へ向かって泥岩に移化し、側方への連続性は大きくなく、一般にレンズ状を呈する。概して灰-暗灰色、ともに淡青灰色を呈し、塊状のことが多いが、ときどき葉理を示したり、数cm-10cmに成層する場合もある。放散虫化石を多量に含むものがある。なお、土佐中村図幅地域の西縁部では、厚さ数10mないしそれ以上の淡灰-淡青灰色を呈する珪質頁岩が苦鉄質火山岩類に伴っている。

凝灰岩 珪質凝灰岩がいくつかの層準において泥岩相中に挟在し、厚さは数10cmから数mにわたる。灰白-灰色や緑灰色で、一般に細粒・緻密な外観を呈し、塊状のものもあれば、葉理やより厚い層理（しばしば級化層理）を示すものもある。凝灰質泥岩や凝灰質砂岩を伴うことがある。ガラス質・ガラス質-結晶質、あるいはピトクラスチック組織を示し、一般に流紋岩-デイサイト起源、一部安山岩起源のものと考えられる。

苦鉄質火山岩類 弘見層のみにおいて、泥岩相中に数枚知られている。厚さは10数m-数10mに達するが、側方への変化が著しい。帯緑色の溶岩および赤紫色-帯緑色を呈する細粒の火砕岩（おもに凝灰



第7図 城辺層J₃部層の砂岩層中にみられる層内礫岩 御荘町銀ヶ谷西方

岩) からなり、後者を主とする。これらは玄武岩質のものである。

異常堆積層 砂泥混合層とスランプ性褶曲層で代表される。これらはときどき泥質岩卓越相中に発達し、概して数m-10m内外の厚さを持ち、ときどき相伴っている。砂泥混合層(第8図)は海底土石流起源の、砂と泥とが雑然と混合した淘汰の悪い堆積物で、しばしばスランプ起源の岩塊(一般に砂岩、一部泥質岩)を多数含み、またスランプ構造(褶曲・スランプボールなど)を示すことがある。この種の堆積物に外来の中礫大(一部大礫大)の円礫を多かれ少なかれ含有しているものは、含礫泥岩ないし含礫シルト岩とよばれる。礫種は上記の礫質岩の場合と同じである。海底地すべり起源のスランプ性褶曲層は一般に葉理砂質泥岩相や砂岩泥岩薄互層相中にみられる。

III. 2 白 亜 系

四国の四万十累層群中の白亜系部分は四万十川層群と総称されている(甲藤, 1961)。とくに四国西部の四万十川層群については、概観すると下部から上部へ向かって堆積物が粗粒化し、堆積環境が相対的に深い海から浅い海へと変化するような堆積輪廻が少なくとも3回認められる。これによって白亜系部分は下部四万十川層群・中部四万十川層群および上部四万十川層群に大別することができる(田中, 1977; 第1表)。下部四万十川層群は、判明している限りでは宮古統(おそらく上部階上部を除く)に対



第8図 西海層N₄部層の砂泥混合層 西海町鹿島ビシヤゴ鼻

比され、年代の下限は未詳であるが、より古い年代の地層を含む可能性がある。中部四万十川層群はおもにギリヤークー浦河統に対比され、下限は宮古統上部階上部に及び、上限はおそらくヘトナイ統下部階の下部に達するであろう。上部四万十川層群はヘトナイ統に対比される。以下、ここに提示した一般層序区分の概要について述べる（第1，2表）。

四万十層群の最下部とされている堂ヶ奈路層（甲藤，1961；“半山層”を含む）は、むしろ砂岩に富み、また浅海生化石（石灰藻・ヒドロ虫類・サンゴ）を含む石灰岩レンズをはさむ。この地層が下部四万十川層群の上部を代表する。同層群の下部を代表する地層の存在は必ずしも明らかでないが、もしどこかに露出しているとすれば、それは泥質岩（チャートを伴う）を主とする地層と期待される。これに関連して、ジュラ紀後期のチトン期（Tithonian）や白亜紀前期の前一中葉（ネオコム期，Neocomian）の放散虫化石群集が徳島県下で報告されている点（中世古ほか，1979）が目される。

堂ヶ奈路層の上位にくるとされている須崎層（甲藤，1961）は、泥質岩に富み、特徴的に苦鉄質火山岩類やチャートを伴い、堂ヶ奈路層に比べてより深い相を示す。したがって、須崎層は上位の堆積輪廻層、すなわち中部四万十川層群の下部を代表することになる。いつぼう、中部四万十川層群の上部は砂岩が卓越するフリッシュ相の野々川層（甲藤，1961；宿毛図幅地域の内海層を含む）や、浅海成粗粒堆積物・含化石浅海成シルト岩に富む宇和島層群で代表される。伊予鹿島・宿毛両図幅地域の西海層（稲津層および宇須々木層を含む）も中部四万十川層群の上部に属し、これらの地層では砂岩が卓越し、珪質岩はたとえ存在してもきわめてまれであり、貧弱でもある。なお、野々川層にはまれに苦鉄質火山岩類が挟在している。

伊予鹿島・宿毛両図幅地域の城辺層（西海層に整合に重なる）、および宿毛図幅地域の中村・有岡両層

(東隣の土佐中村図幅地域内にも分布する)は主として泥質岩からなる。これらの地層は第3番目の堆積輪廻層、すなわち上部四万十川層群の下部を代表する。城辺層には、珪質岩は全体としてわずかではあるが、西海層の場合に比べてはるかにより多くの層準に挟在している。上部四万十川層群の上部は宿毛図幅地域の御荘・山北両層で代表され、砂岩に富む。

Ⅲ. 2. 1 中部四万十川層群

中部四万十川層群は、その上部だけが城辺北方、船越半島南部および宿毛湾北岸に、4列に分かれて分布する。両図幅地域の中部四万十川層群上部は砂岩に富む中列の西海層で代表され、北列の内海層・南列の稲津層および最南列の宇須々木層もこれに属する。

なお、伊予鹿島図幅地域内において、高茂岬南方沖合の小島に露出する砂岩泥岩厚互層を未区分層として扱う。この地層群は、孤立して露出するために正確な所属が明らかでないが、分布・構造的位置・岩相などからして中部四万十川層群の一員とみなされる。

Ⅲ. 2. 1. 1 内海層²⁾

本層は宿毛図幅地域北西部から北側の岩松図幅地域にかけて宇和帯に分布するが、岩松図幅地域では分布がまだ十分に明らかにされていない。僧都川沿岸や御荘町室手北方の海岸道路沿いによく露出している。本層は砂岩および泥質岩からなる。北方隣接地域を予察した限りでは、全体として砂岩の方が泥質岩よりも卓越している。本層は宿毛図幅地域に関する限りでは岩相上、下位からU₁-U₃の3部層に区分される。

U₁部層 おもに頁岩質泥岩(概して葉理砂質)からなり、塊状細一中粒砂岩厚層や砂岩泥岩厚互層を伴う。

U₂部層 砂岩を主とする。砂岩はふつう塊状であるが、ときどき0.1-1mの厚さに成層し、一般に中粒ないし細粒であり、部分的に粗粒となる。砂岩泥岩厚互層や頁岩質泥岩の厚層が伴われる。厚互層をなす砂岩では、単層の最上部に葉理が発達している。泥岩はふつう葉理砂質である。石灰岩の小レンズが長月川上流にみられる。このものは長さ2m内外、延長5m内外で、黒雲母花崗岩の接触変成作用を受け、スカルンを生じている。厚さは400m以上である。

U₃部層 頁岩質泥岩(ふつう葉理砂質)で代表され、砂岩泥岩厚互層を伴い、ごくまれに塊状中粒砂岩厚層を挟有する。厚さ約1.5mの細かく成層した灰白色珪長質凝灰岩が認められる。これは鏡下では多量の火山ガラスと少量の斜長石・石英・黒雲母からなる。厚さは300m以上である。

Ⅲ. 2. 1. 2 西海層

本層は、宿毛図幅地域の西縁部と伊予鹿島図幅地域の南部にまたがる船越半島の南部を占めながら、中筋帯北部の西海亜帯に分布する。ここでは、大局的にみて1向斜構造をなしている。さらに北側の城辺亜帯にもごく小範囲に分布する。上記半島の西岸および南岸道路(西海町外泊一同町武者泊間)によく露出している。本層は全体として砂岩に富み、下限は不明であるが、積算層厚は3,200m以上に達する。本層は岩相上、下位からN₁-N₆の6部層に区分され(第9図)、N₂部層は他の部層とちがってお

2) この地層名は北方隣接地域内の南宇和郡内海村の名称にもとづく。

もに泥質岩からなる。

西海層は砂岩に富む点で内海層に似ている。しかし、西海層の砂岩は細粒の場合もあるが、中粒のことが多く、いっぽう内海層の砂岩は細粒ないし中粒であるが、むしろ細粒の場合が多い。さらに、粗粒あるいは細礫質の砂岩は内海層よりも西海層により多くみられる。

N₁部層 主として砂岩厚層および砂岩頁岩質泥岩厚互層からなる。砂岩はふつう中粒、一部粗粒であり、概して塊状であるが、ときどき0.3-3mの厚さに成層し（第10図）、級化層理を示す。成層砂岩では、単層の最上部にときどき葉理が発達し、またコンボルト葉理も認められる。砂岩はときどき泥岩同時礫を多く含んでいる。本部層中部の粗一極粗粒砂岩には細一中礫が含まれる。なお、ところどころに砂泥混合層が認められる。本部層の厚さは900m以上である。

N₂部層 おもに頁岩質泥岩（しばしば葉理砂質）からなり、塊状の、あるいは1-3mの厚さに成層する中一細粒砂岩厚層や泥岩勝ち砂岩泥岩厚互層をわずかに伴う。泥岩にはしばしば層理がよく発達している。一部に砂泥混合層が挟在する。分布地域周辺の構造が複雑なために、厚さは明らかでないが、少なくとも300m以上と推定される。

N₃部層 塊状砂岩厚層と砂岩勝ち砂岩泥岩（頁岩質）厚互層からなり、前者の方が後者よりも優勢である。砂岩は概して中粒、一部細粒であるが、塊状砂岩は部分的に粗粒で、細礫質となり、泥岩同時礫に富むことがある。厚さは300m以上である。

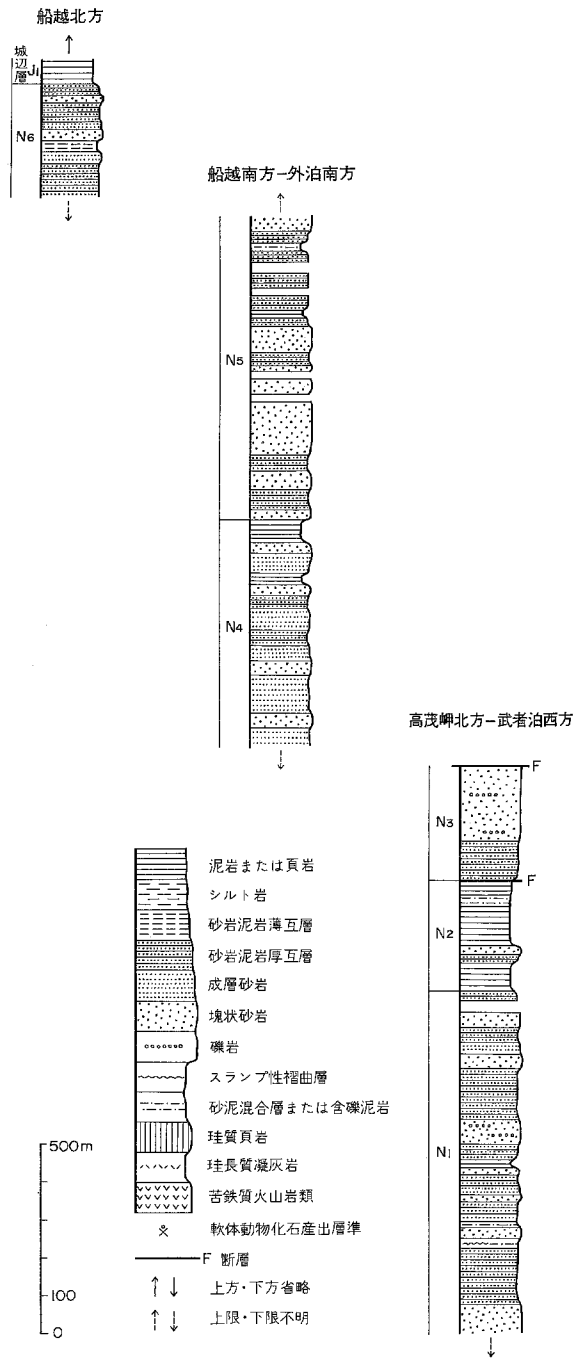
N₄部層 おもに泥岩勝ち砂岩泥岩厚互層と砂岩厚層からなり、前者は西に、後者は東に卓越している。頁岩質泥岩（おおむね葉理砂質）の厚層も存在し、本部層の最上部約60mは頁岩質泥岩からなる。砂岩厚層は塊状のこともあれば、0.3-3mの厚さに成層することもある。成層砂岩（ときどき級化層理を顕著に示す）の厚層が下位や上位の諸部層よりもひんぱんにみられることが特徴的である。厚層をなす砂岩は中一細粒、一部粗粒であり、さらに塊状砂岩では部分的に細礫質となり、成層砂岩では単層の最上部にときどき葉理がよく発達している。砂岩はかなり泥質となっている場合が少なくない。砂泥混合層（厚さ数m-10m）やスランプ性褶曲層（厚さ2-3m）がときおり認められる。厚さ1m内外の細かく成層した灰色珪頁岩がごくまれに挟在する。構造が複雑なために、層厚は明らかでないが少なくとも600m程度と算出される。

N₅部層 主として砂岩厚層と砂岩泥岩厚互層からなる。砂岩厚層はN₄部層のものに比べて塊状のことが多い。砂岩は中一細粒で、一部粗粒となり、また細礫質であり、ときどき泥岩同時礫に富む。泥岩は頁岩質であり、一般に葉理砂質である。一部に砂泥混合層が挟在する。厚さは800m以上である。

N₆部層 砂岩厚層と砂岩泥岩厚互層を主とする。砂岩厚層はふつう塊状で、中粒、一部粗粒または細粒で、ときに細一中礫を含む。しかし、N₅部層とちがって、本部層では砂岩厚層がしばしば0.2-3mの厚さに成層し、また葉理の発達した砂岩と泥岩の薄互層（砂岩が泥岩よりも優勢）がときどきみられる。泥岩は頁岩質であり、しばしば葉理砂質である。スランプ性褶曲層や砂泥混合層がときどき認められる。本部層の厚さは300m以上である。

Ⅲ. 2. 1. 3 稲津層

本層は宿毛湾北岸西部の中筋帯中部稲津亜帯に分布する。北側の城辺層と中村層および南側の有岡層



第9図 西海層柱状図 N₁, N₂, …… N₆: 西海層



第10図 西海層N₁部層の成層砂岩 西海町高床鼻北方

とは断層で境され、北傾斜の同斜構造をなしている。城辺町稲津北方や同町大浜南方海岸に好露出がみられる。

本層は主として砂岩泥岩厚互層および砂岩厚層からなり、頁岩質葉理砂質泥岩厚層を伴い、さらに砂岩泥岩薄互層も部分的に厚く発達する。砂岩厚層は中粒ないし細粒、一部粗粒であり、一般に塊状である。スランブ性褶曲層が一部に挟在している。下限・上限はともに断層のために不明で、厚さは700m以上である。

Ⅲ. 2. 1. 4 宇須々木層

本層は宿毛湾北岸東部の中筋帯中部宇須々木垂帯に分布する。北側および東側の有岡層とは断層で画され、南部では小規模の褶曲構造を示すが、全体としては北傾斜の同斜構造を呈している。宿毛市宇須々木付近および大藤島^{おとうら}によく露出する。

本層は頁岩質泥岩・泥岩勝ち砂岩泥岩薄互層および厚互層・砂岩それぞれの厚層からなり、これらは量的にほぼ同じである。本層の下部（地質図で示した断層以南区域の大部分に分布する）では上部に比べて砂岩が多い。下限・上限はいずれも観察されず、900m以上の厚さを有する。厚層をなす砂岩は一般に塊状、中粒で、ときどき粗粒ないし極粗粒となり、またときおり斜交層理（セットの厚さは10数cm-30cm）を示す。砂岩泥岩薄互層中の砂岩にもまれに斜交層理（セットの厚さは10-20cm）が認められる。薄互層をなす砂岩は葉理を示すことが多く、泥岩はしばしば葉理砂質である。本層上部の砂岩厚層はときどき礫質となる。この種の礫質砂岩は細礫ないし中礫大（まれに大礫大）の外來円礫を含み、淘汰不良で、基質は部分的に泥ないし砂質泥となり、泥岩同時礫に富み、さらにスランブボールを含む。このような礫質部の厚さは1-2mである。礫種としてはチャート・砂岩のほか流紋岩凝灰岩・変質輝石安山岩・石質一結晶質凝灰岩が認められる。上記の礫質砂岩はフラクソタービダイトとみなされる。厚さ数mの砂泥混合層やスランブ性褶曲層がところどころに存在する。厚さ数mの珪長質凝灰岩

や厚さ約1mの凝灰質泥岩もはさまれる。凝灰岩は鏡下ではガラス質で、著しく多量の火山ガラス、少量の斜長石・石英および微量の黒雲母からなる。

本層からは宿毛市池島において生痕化石の *Terebellina shikokuensis* KATTO の産出が知られている（甲藤, 1977c）。さらに、宿毛市大藤島の泥岩から下記の放散虫化石がみいだされた。

Amphipyndax enesseffi FOREMAN

Cryptamphorella cf. *sphaerica* (WHITE)

Dictyomitra duodecimcostata (SQUINABOL)

Patellua planoconvexa (PESSAGNO)

Phascliforma sp.

Spongurus? sp.

Theocapsa sp.

Ⅲ. 2. 2 上部四万十川層群

上部四万十川層群は、南北両側の中部四万十川層群分布地域にはさまれて両図幅地域北半部により広く分布している。上部四万十川層群の下部は堆積相の差異から南北方向に3層（累層単位）に区分される。北列の城辺層・中列の中村層および南列の有岡層で代表され、おもに泥質岩からなり、積算層厚は3,400m以上に達する。同層群の上部は御荘層および山北層で代表され、砂岩に富み、積算層厚は約2,500m以上である。上部四万十川層群は中部四万十川層群上部を整合におおう。

城辺層にはしばしばタービダイト相が発達する。いっぽう、城辺層の南側に分布する中村層では、城辺層に比べてタービダイト相の発達がきわめて悪くなり、また泥質堆積物がはるかに優勢で、しかも城辺層と異なって粗い泥質岩（シルト岩）がしばしば発達する。中村層の南側に分布する有岡層は、岩相上、城辺層と明瞭に異なり、中村層に酷似する。また、有岡層には中村層に比べて粗い泥質岩（シルト岩）がより厚く発達し、また宿毛図幅地域のほかに土佐中村図幅地域内においても礫岩（少なくとも一部はフラクソタービダイト性）がより多くの層準に挟在する。さらに、海生軟体動物化石は城辺層よりも中村層により多くみだされている。城辺層ではイノセラムスがアンモナイトに比べて圧倒的に多いが、中村層ではイノセラムスのほかに多種のアンモナイトが少なからず産出しており、しかもアンモナイトでは殻の巻きがとけた異常型のものが目だって産出しており、とくに *Baculites* が密集して含まれていることがある。以上のような化石の産状は、たとえば本邦他地域の白亜系にみられる傾向からしても、中村層が城辺層に比べてより浅海に堆積したことを示唆するであろう。

以上に述べたことからわかるように、供給源地により近い堆積相が、北から南へ向かって城辺・中村・有岡層の順により著しく発達するようになる。これに関連して、粗粒碎屑物を堆積した側方流（主として混濁流）に由来する流向が城辺層ではすべて南向き系統に属し、中村・有岡層では北向き系統に属する点が注目される（田中, 1977）。要するに、概括的には北の城辺層はより深い中軸相、南の有岡層は大部分がより浅い縁辺相を示し、中村層は中間的な堆積相を示しているといえよう。以上のことから、上記諸層の堆積中の少なくとも一時期には、北方主要陸地とは別に、南方隆起帯（おそらく陸地）が存在した可能性が考えられる。城辺層と御荘層では、東から西へ向かって砂岩の量が減少し、粒度が細か

くなっていく。このような側方変化は、両層に関して粗粒碎屑物を堆積した軸流（混濁流）が東から西へ向かう傾向と調和している。同じようなことは中村層についても指摘される。さらに、山北層に関する。軸流も東から西へ向かい、中部四万十川層群上部の西海・稲津両層についても同様である。

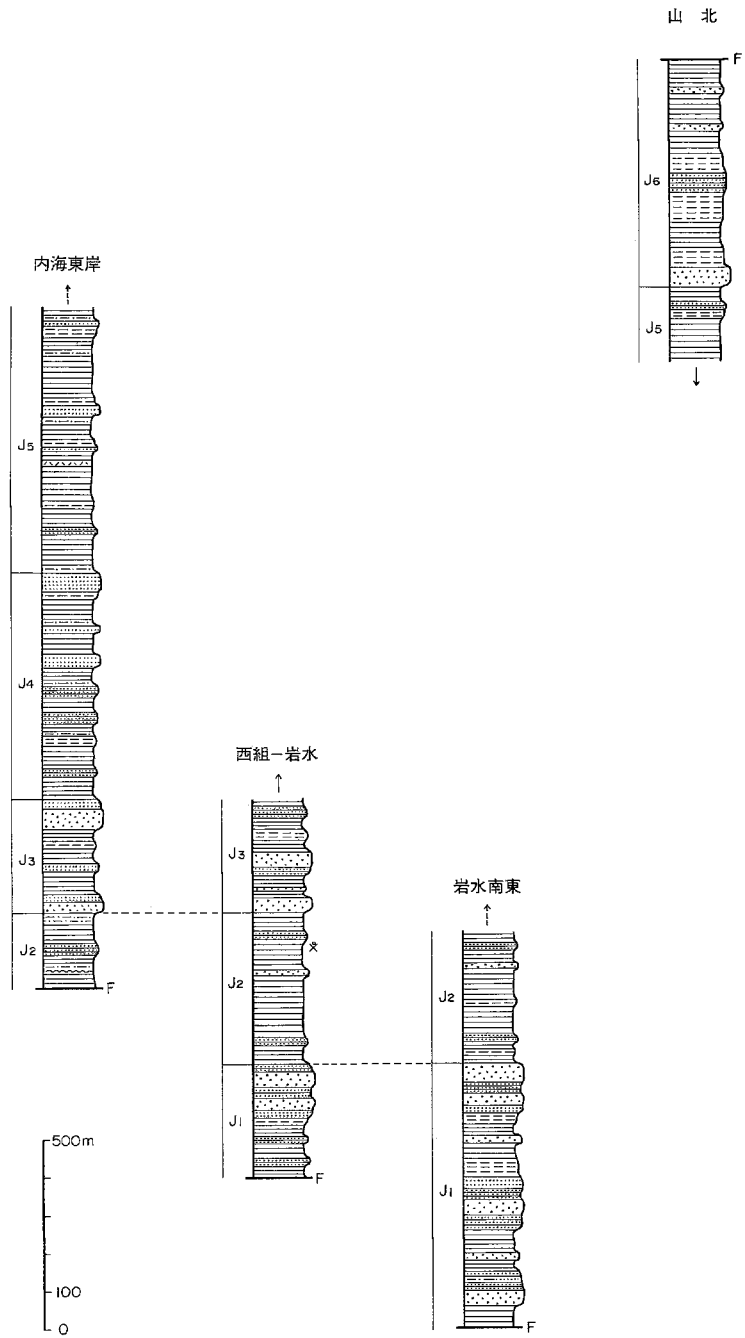
Ⅲ. 2. 2. 1 城辺層

本層は宿毛—伊予鹿島図幅地域において中筋帯北部の城辺垂帯と柿ノ浦垂帯にかけて分布する。四万十川層群の諸累層中もっとも広く分布し、北側の御荘層と野々川層（甲藤，1961，1969；両図幅地域外に分布する）、東側の中村層と山北層、および南側の稲津層と断層で接する。基本的には1背斜・1向斜構造を形成し、大きくみると北に向かって上位層が分布する。一本松町西組付近から城辺町岩水南東方の山道にかけて、また御荘町中浦の半島の西岸などによく露出している。本層は西海層に整合に重なり、全体として泥質岩に富む。上限は観察されないが、積算層厚は3,200–3,400m以上である。本層は岩相上、下位からJ₁–J₆の6部層に区分される（第11図）。J₂部層が最も細粒相に富み、J₁・J₃両部層には他部層に比べて砂岩が多い。J₁・J₂・J₃・J₄・J₅各部層では東から西へ向かって砂岩の量が減少し、J₂部層では砂岩の粒度も減少し、J₃・J₄・J₅各部層では層理の発達も良くなっていく。大型動物化石はJ₁・J₂両部層からみいだされている。

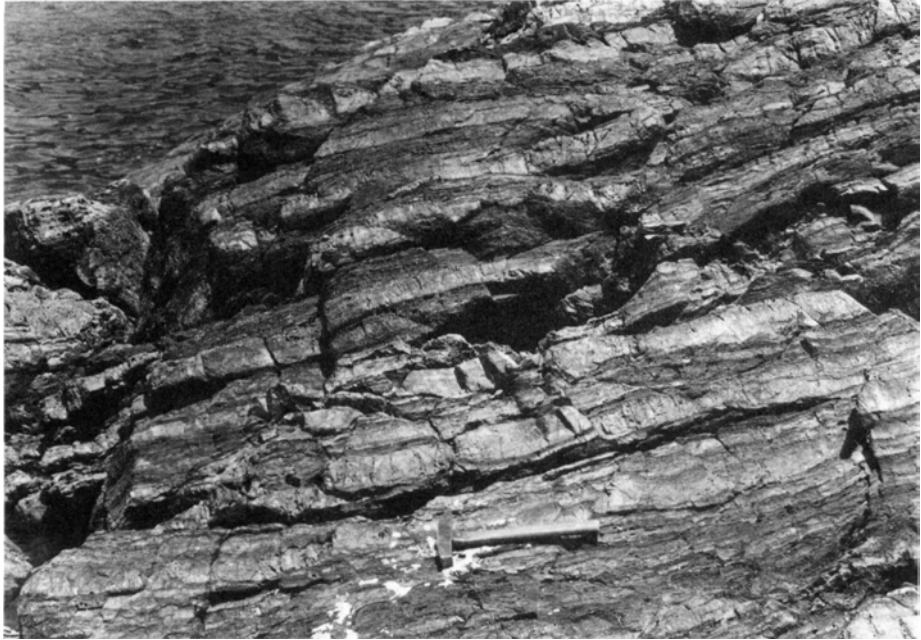
J₁部層 頁岩質泥岩（他の岩相よりも優勢）・砂岩・砂岩泥岩厚互層・砂岩泥岩薄互層それぞれの厚層の交互層からなる。頁岩質泥岩は葉理砂質のことが多い。砂岩厚層は、おもに塊状、中粒であるが、ときどき粗粒となり、ときには0.2–3mの厚さに成層して葉理や級化層理を示し、あるいは斜交層理（セットの厚さはたとえば10–15cm）をもち、また細礫質のこともある。砂岩泥岩薄互層（第12図）をなす砂岩には、しばしば葉理が顕著に発達し、またときおり級化層理を示す。厚さ3–10mの灰—灰白色凝灰岩が1ないし2層準にはさまれる。凝灰岩は鏡下ではガラス質で、著しく多量の火山ガラスと少量の斜長石・石英・黒雲母からなり、珪質である。さらに、厚さ2mの礫岩が本部層下部に挟在する。このものは淘汰不良で、基質がふつう砂質であるが、しばしばかなり泥質を帯び、礫は中礫大の円—亜角礫で、大礫もみられる。礫種には砂岩・チャート（ともに多い）・粘板岩・泥灰岩・花崗岩・アプライト・流紋岩溶岩・黒雲母流紋岩凝灰岩・変質角閃石デイサイト溶岩・変質安山岩・石英岩がある。城辺町天巖鼻付近の海岸に露出する本部層の上部（厚さ200mあまり）について、層序と上方粗粒化堆積などの堆積上の特徴が岡田（1971）によって詳しく紹介されている（細分層gはJ₁部層上限の砂岩にあたる）。本部層の厚さは700m以上である。

J₁部層の上限を占める塊状砂岩厚層の厚さは、分布地域の最東部では70m、東部では40–50mであるが、西半部では20–30mに薄化する。この上限の砂岩は部分的に細礫ないし中礫質となっているが、このような礫質部は、本部層下部の礫岩と同様に城辺町深浦以西にはみいだされなかった。砂泥混合層（第14図）が分布地域の中—東部においてところどころに存在し、厚さは4m未満であるが、最東部では10mに達するものがみられる。分布地域の西半部では東半部に比べて泥岩がよりよく発達している。厚さ0.5–1.5mの珪質泥岩がごくまれにみいだされる。

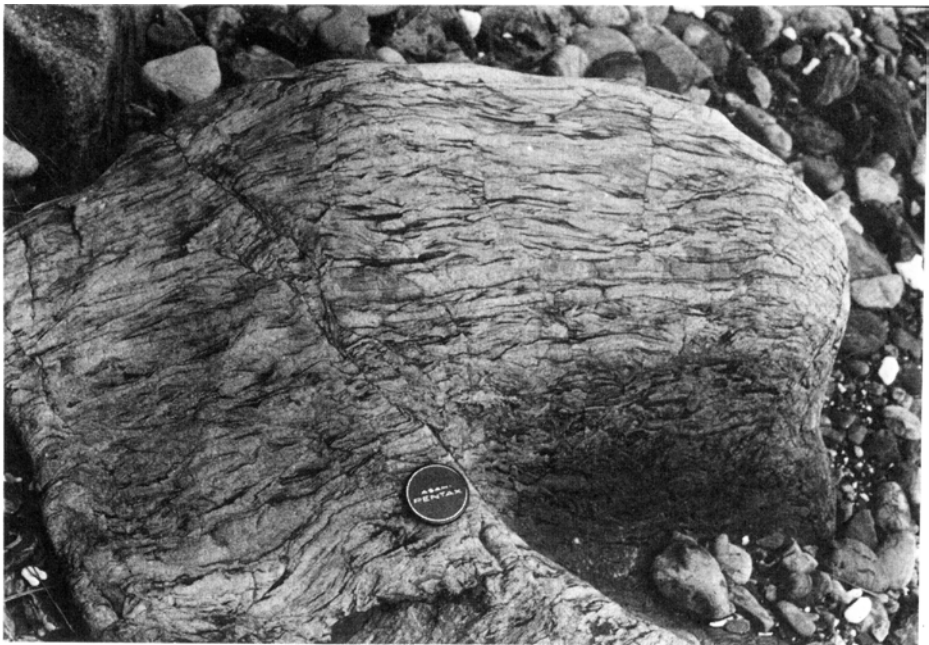
一本松町奈路南方より *Inoceramus (Endocostea) balticus toyajoanus* NAGAO et MATSUMOTO および *Inoceramus* sp. が産する（NAGAI et al., 1962）。さらに、天巖鼻では、泥岩と薄互層をなす砂岩の下面に *Torlessia*



第11図 城辺層柱状図 凡例は第9図に同じ



第12図 城辺層J₁部層の砂岩泥岩薄互層 城辺町大浜北西海岸



第13図 城辺層J₁部層の砂岩層中にみられる斜交葉理³⁾ 城辺町天巖鼻北方海岸

3) 写真に示される斜交葉理はリップル斜(交)葉理の1種である。このものは漂移砂漣式斜交堆積 (ripple-drift cross-stratification) または登はん砂漣式斜交堆積 (climbing smallscale cross-stratification) とみなされる (岡田, 1971)。



第14図 城辺層J₁部層の砂泥混合層 城辺町古月南方海岸

または *Terebellina* に酷似する管状化石（径1.5mm内外，長さ数cm）が少なからずみいだされる（第I図版，3，4）。

J₂部層 おもに頁岩質葉理砂質泥岩（しばしば層理がよく発達）からなり，砂岩泥岩厚互層や薄互層の厚層を伴う。薄互層をなす砂岩にはときどき級化層理や葉理がよく発達している。小規模の斜交層理もまれに認められる。塊状一成層砂岩厚層はわずかであるが挟在し，厚さ1.6mの白色無層理の凝灰岩も1層みられる。凝灰岩は鏡下ではガラス質で，著しく多量の火山ガラス，少量の斜長石および微量の石英・黒雲母からなり，珩長質である。砂泥混合層もしばしば存在する。厚さ0.3-1.5mの珩質泥岩が数層準に挟在する。塊状砂岩厚層は，分布地域東部では30-40mの厚さをもち，中粒ないし粗粒（部分的に極粗粒）であるが，西部では10数m以下の厚さに減じ，中粒ないし細粒となる。さらに，本部層の主体をなす泥岩には東部よりも西部の方で層理がよりよく発達している。厚さは300-400 mである。

本部層から産する化石としては，下記のようなものが NAGAI et al. (1962)，MATSUMOTO and HIRATA (1969)，NODA (1974)，田中 (1977) によって報告されている。

一本松町西組 *Inoceramus* (*Cordiceramus*) *yusai* NODA

I. (Endocostea) balticus BÖHM (s.l.)

I. (Sphenoceramus) schmidti MICHAEL

Diplomoceras? sp.

Polyptychoceras sp.

Maorites sp.

Hemiaster? sp.

一本松町奈路 *Inoceramus (Cordiceramus) yuasai* NODA

J₃部層 砂岩・泥岩勝ち砂岩泥岩厚互層・頁岩質葉理砂質泥岩の厚層の交互層からなり、砂岩泥岩薄互層の厚層を伴う。下限と上限には厚さ50-80mの砂岩厚層があり、中部にはとくに泥質岩がよく発達している。砂岩は概して塊状で、一部細礫質となり、ふつう中粒、一部では粗粒であり、泥岩同時礫を多く含む。砂泥混合層がときおり認められる。さらに厚さ1-1.5mの暗灰色珪質泥岩ないし細かく成層した珪質頁岩がまれに挟在している。本部層上限の砂岩厚層（80m）は、上方へ向かって層理が発達し、砂岩単層の厚さと粒度が減少し、泥岩のはさみが多くなるように、上方細粒化堆積を示す。砂岩厚層は、下限・上限のものは別として、厚さ10-40mのものが分布地域の東部では本部層中部にも挟在し、また砂岩泥岩厚互層は西部には存在しないが、東部ではとところどころに認められる。砂岩厚層は西部においてときどき0.3-3mに成層するようになる。厚さは300-400mである。

J₄部層 主として層理がよく発達した頁岩質葉理砂質泥岩厚層からなり、砂岩泥岩厚互層（泥岩勝ちのことが多い）や薄互層の厚層および砂岩厚層を伴う。本部層の上限は厚さ50m前後の砂岩厚層で占められる。砂泥混合層がひんぱんに存在する。厚さ0.5-2mの珪質泥岩が数層準に認められる。分布地域の東部において塊状、中粒、一部粗粒の砂岩厚層が発達し、西部では砂岩厚層はふつう中粒、一部細粒で、しばしば10-数10cmまたは1-2mに成層し、葉理もよく発達し、ときどき級化層理を示す。さらに、砂岩泥岩厚互層は西部よりも東部の方により多く認められる。厚さは600mである。

J₅部層 頁岩質葉理砂質泥岩を主とし、砂岩厚層、泥岩勝ちの砂岩泥岩厚互層や薄互層の厚層を伴う。砂岩は一般に中粒、一部細粒で、量的にはJ₄部層の場合よりも減少する。分布地域の西部に比べて東部では砂岩の量が増し、また砂岩厚層は東部において塊状を呈するが、西部では0.1-1mの厚さに成層しており、さらに泥岩薄層を少なからず挟むことがある。厚さ1m前後の凝灰質岩が本部層の比較的下部にはさまれる。内海沿岸に露出する灰-灰白色ないし緑灰色の細かく成層した凝灰岩は、鏡下ではガラス質-結晶質で、多量の火山ガラスと少量の斜長石・半晶質火山灰・石英、微量の黒雲母・安山岩質石基片などからなり、デイサイト質である。砂泥混合層がところどころに認められる。厚さ0.5-1mの珪質泥岩がまれに挟在する。厚さは700m以上である。

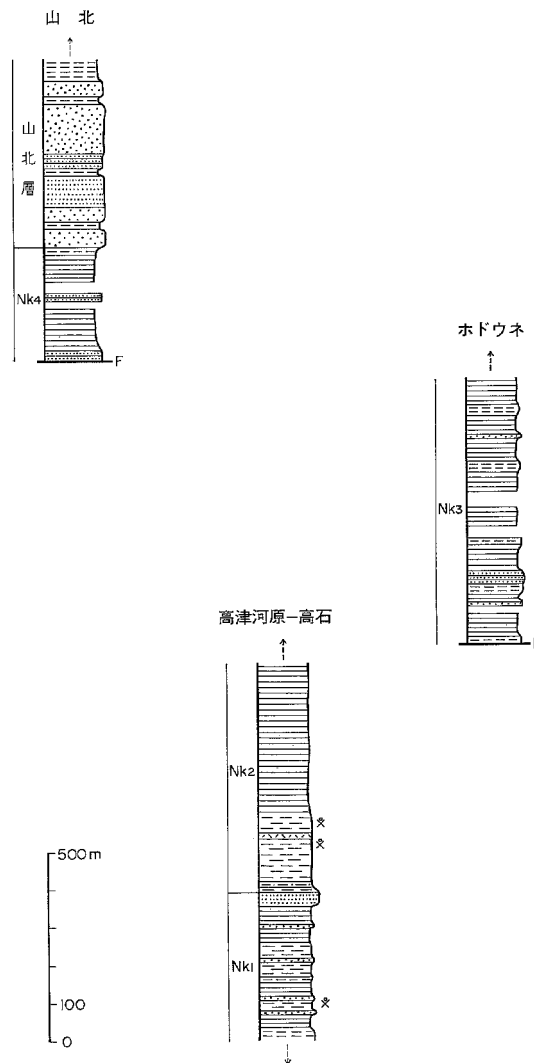
J₆部層 宿毛図幅地域のみ分布する。おもに頁岩質泥岩（しばしば葉理砂質）厚層と砂岩泥岩薄互層の厚層からなり、前者が後者よりも優勢である。塊状（一部成層）砂岩厚層や砂岩泥岩厚互層を伴う。基底層は塊状中粒ないし細粒砂岩厚層（厚さ50m）で占められる。本部層にはJ₅部層に比べて砂岩が多くなる。厚さは600m以上である。

Ⅲ. 2. 2. 2 中村層

本層は宿毛図幅地域北東部において、褶曲しながら中筋帯中部の篠川亜帯に分布する。北側に分布する同層位の城辺層と下位の野々川層（本図幅地域に露出しない）および南側に分布する同層位の有岡層・下位の稲津層と断層で画され、さらに宿毛層群の中角層とも断層で接する。東側の土佐中村図幅地域にかけて広く発達し、宿毛図幅地域内では篠川沿いや宿毛市高石-高津河原間によく露出している。全体として泥質岩に富む。塊状の粗い泥質岩（シルト岩）がしばしば発達し、また頁岩質泥岩に葉理が発

達し砂質を帯びるものが少ない点は、後記の有岡層と同じであり、西海・城辺両層や後述の御荘層とは区別される特徴である。下限は不明であり、宿毛図幅地域での積算層厚は2,000m以上である。中村層は本地域に関する限りでは岩相上、下位からNK₁-NK₄の4部層に区分される(第15図)。NK₁・NK₃両部層にはNK₂・NK₄両部層に比べて砂岩が多く、NK₂部層が最も細粒相に富む。大型動物化石がNK₁・NK₂各部層からみだされている。

NK₁部層 泥質岩および砂岩それぞれの厚層からなり、前者が後者よりもかなり優勢である。砂岩泥岩厚互層や薄互層(いずれもふつう泥岩勝ち)の厚層を伴う。本部層の上限には砂岩厚層があり、このものは塊状ないし0.1-1mの厚さに成層し、中粒-細粒で、10数m-数10mの厚さをもつ。泥質岩では塊状シルト岩ないし細砂質シルト岩と頁岩質泥岩(部分的に葉理砂質)とが量的に相半ばし、ごく砂質の



第15図 中村層・山北層柱状図 NK₁……NK₄: 中村層 凡例は第9図と同じ

シルト岩ないしシルト質細粒砂岩も部分的にみられる。灰白色石灰岩のごく小さいレンズが介在し、さらに石灰質団塊も場所によってわずかながらも含まれ、一部のものから軟体動物化石がみいだされる。本部層の上限以外に存在する砂岩厚層は中粒ないし細粒で、塊状のことが多い。砂泥混合層がときおり認められる。厚さは400m以上である。

下記のような化石が宿毛市高石西方から産する。

Grammatodon (Nanonavis) cf. sachalinensis (SCHMIDT)

Gaudryceras aff. denmanense (WHITEAVES)

Baculites sp.

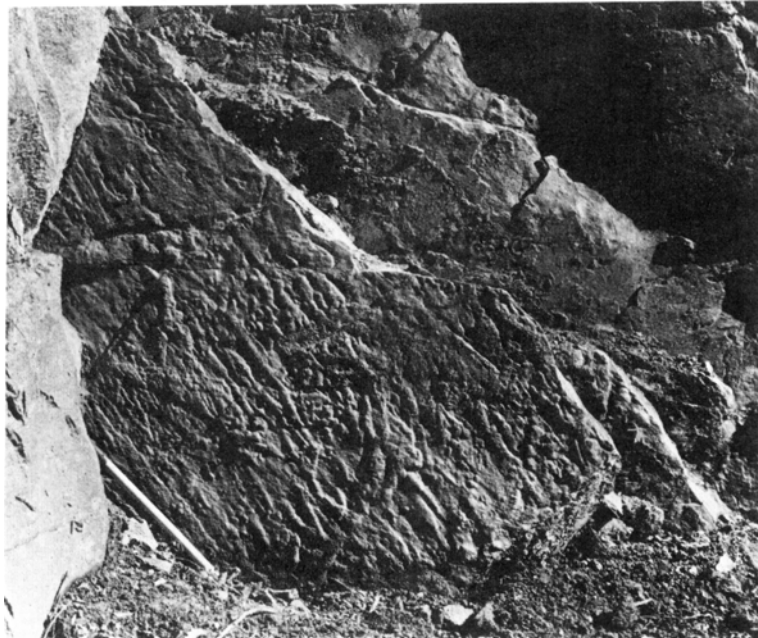
Solenoceras sp. (第 I 図版, 2)

Glyptoxoceras cf. indicum (FORBES)

Natalites? sp.

以上の化石のうち、*Baculites* sp. は密集して含まれることがある。

Nk₂部層 泥質岩で代表される。泥質岩はふつう頁岩質泥岩であるが、東部（宿毛付近以東）ではしばしば（とくに本部層下部において）塊状シルト岩ないし細砂質シルト岩が発達し、より細かい泥質岩もときどき塊状となっている。葉理が発達し砂質を帯びる頁岩質泥岩はわずかにみられるにすぎない。砂岩泥岩薄互層が東隣の土佐中村図幅地域の西部ではところどころに存在し、このものは宿毛図幅地域では発達が悪くなる。灰白色石灰岩のごく小さいレンズとして介在している。厚さ3m内外の白色凝灰質岩が1ないし2層準に挟在する。凝灰岩は鏡下ではガラス質—結晶質で、多量の火山ガラスと少量の



第16図 中村層Nk₁部層の砂岩層下面にみられる。longitudinal furrows and ridges⁴⁾
(流れは右下から左上へ向かう) 宿毛市高石

4) longitudinal furrows and ridges の名称は次の文献にもとづく：DZULYNSKI, S. and WALTON, E. K. (1965) Sedimentary features of flysch and greywackes. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 274 p.

斜長石、微量の石英・黒雲母・鉄鉱からなり、デイサイト質である。中礫礫岩（基質は砂）が少くとも1層存在し、さらに砂泥混合層もときおり認められる。なお、高津河原では幅5-6cmの砂岩岩脈が2本観察され、走向N60°E-S60°W、傾斜85°Sを示す。厚さは600m以上である。

下記のような化石が宿毛市高石南方の2地点から産する。

Inoceramus (Endocostea) balticus BÖHM (s.l.)

I. (E.) balticus toyjoanus NAGAO et MATSUMOTO (第I図版, 1)

Gastropoda gen. et sp. indet.

Dentalium (Antalis) sp.

さらに、甲藤 (1961, 1977c) により次のような化石の産出も知られている。

宿毛市二宮

Inoceramus (Endocostea) balticus BÖHM

宿毛市本城山

Grammatodon (Nanonavis) cf. sachalinensis (SCHMIDT)

Cucullaea acuticarinata NAGAO

Inoceramus (Platyceramus) aff. vanuxemiformis NAGAO et MATSUMOTO

I. (Endocostea) balticus balticus BÖHM

I. (E.) balticus kunimiensis NAGAO et MATSUMOTO

I. (Sphenoceramus) orientalis SOKOLOV

Gaudryceras cf. denseplicatum (JIMBO)

Gaudryceras sp.

Tetragonites sp.

宿毛市キガル山

Myopholas cf. semicostata (AGASSIZ)

Diplomoceras cf. notabile (WHITEAVES)

さらに、土佐中村図幅地域では、宿毛市橋上野地 (NK₂部層上部の分布地域内) から転石として *Vertebrites kayei* (FORBES), 同市平野から *Anagaudryceras yokoyamai* (YABE) などの産出も報告されている (甲藤, 1961, 1977c)。NK₂部層の化石はイノセラムスに富む。これに対して、より粗い堆積物が卓越するNK₁部層の化石はアンモナイトを主とし、なかでも異常型のものが優勢である。

なお、宿毛市小深浦北方の1地点の泥岩中に下記のような放散虫化石がみいだされる。

Amphipyndax cf. stocki (CAMPBELL et CLARK)

Alievium sp.

Cryptamphorella cf. sphaerica (WHITE)

Diacanthocapsa sp.

Dicolocampe sp.

Dictyomitra formosa SQUINABOL

D. cf. squinaboli (PESSAGNO)

Lithocampe? sp.

Praeconocaryomma universa PESSAGNO

Spongurus? sp.

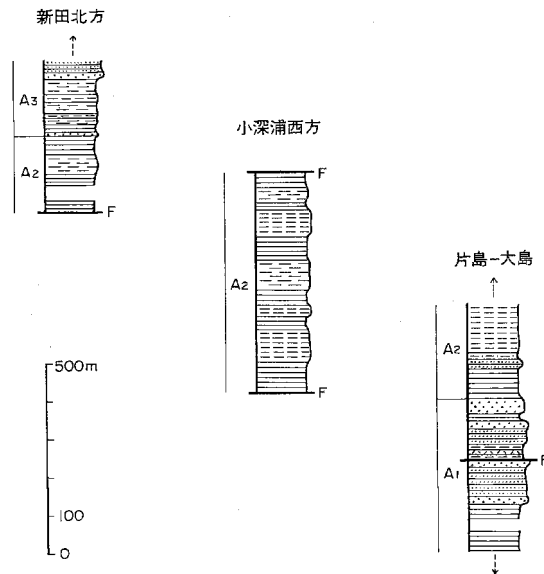
Nk₃部層 頁岩質泥岩（しばしば葉理砂質）を主とし、葉理砂岩と泥岩との薄互層や砂岩の厚層を伴う。さらに砂岩泥岩厚互層もみられる。砂岩厚層は塊状、概して中粒であり、本部層の下部により多くみられる。本部層の下限を占める砂岩厚層は厚さ約30mで、中粒ないし細粒である。頁岩質葉理砂質泥岩はNk₂部層の場合に比べてよく発達する。厚さは700m以上である。

Nk₄部層 おもに頁岩質泥岩（しばしば葉理砂質）からなり、一部に泥岩勝ちの砂岩泥岩薄互層、砂岩泥岩厚互層や塊状砂岩それぞれの厚層を伴う。厚さは300m以上である。

Ⅲ. 2. 2. 3 有岡層

宿毛図幅地域東部の宿毛地区（中筋帯中部の宇須々木巫帯）に露出するほかに、東側の土佐中村図幅地域に広く分布する。宿毛地区では断層を介して下位の宇須々木層と接し、また北側の同層位の中村層や下位の稲津層とも断層で境され、北へ傾斜する同斜構造をなしている。宿毛市街地西方の電波無線塔にいたる道路沿いや、同市大深浦南方によく露出している。有岡層は泥質岩に富み、宿毛地区に関する限りでは、岩相上、下位からA₁-A₃の3部層に区分され（田中，1977；第17図）、A₁・A₃両部層にはA₂部層に比べて砂岩が多い。下限・上限はともに不明で、宿毛地区での積算層厚は1,300m以上である。

A₁部層 頁岩質葉理砂質泥岩・泥岩勝ち砂岩泥岩厚互層・塊状砂岩（ふつう中粒、ときどき細粒）それぞれの厚層の交互層からなり、砂岩泥岩薄互層の厚層を伴う。厚さ約1.5mの淡青灰色凝灰岩および厚さ約0.5mの淡青灰色凝灰質泥岩がそれぞれ1層挟在する。凝灰岩は鏡下ではガラス質—結晶質で、多量の火山ガラス、少量の斜長石および微量の安山岩の半晶質岩片（火山放出物とみなされる）からなり、安山岩質である。厚さは400m以上である。



第17図 有岡層柱状図 凡例は第9図と同じ

A₂部層 泥質岩で代表される。泥質岩は一般に塊状泥岩であるが、しばしば塊状シルト岩（風化すると玉ねぎ状構造を示す）も発達する。本部層下部の泥岩は概して頁岩質である。砂岩泥岩薄互層の厚層を伴い、またごくまれに塊状砂岩の厚層もはさむ。本部層の下部には砂泥混合層がみられる。厚さは700m以上である。

大型動物化石としては、宿毛市宇須々木の本部層上部から *Vertebrites cf. kayei* (FORBES)がみいだされた（甲藤, 1977c）。さらに、宿毛市池島北東600mの1地点の泥岩から比較的多くの有孔虫化石 *Ammono-baculites sp. Haplophragmoides sp.* および *Psammosphaera sp.*（前2者が優勢）が検出された。

A₃部層 泥質岩を主とし、砂岩泥岩薄互層・塊状砂岩・砂岩泥岩厚互層それぞれの厚層を伴う。泥質岩は一般に塊状シルト岩であるが、一部頁岩質泥岩のこともある。塊状砂岩の厚層および砂岩泥岩厚互層をなす砂岩は中粒、一部粗粒で、部分的に細礫ないし中礫質で、泥岩同時礫を多く含むことがある。砂岩泥岩薄互層をなす砂岩には一般に級化層理がよく発達している。厚さは200m以上である。土佐中村図幅地域内の宿毛市竹石では、厚さ約1.5mの白色凝灰岩がみられる。このものは鏡下ではガラス質で、多量の火山ガラスと微量の斜長石・カリ長石・石英・黒雲母・ジルコンからなり、デイサイト質ないし流紋岩質である。

土佐中村図幅地域内の宿毛市手代岡において、*Baculites cf. rex* ANDERSON の産出が知られている（甲藤, 1977c）。

Ⅲ. 2. 2. 4 御荘層⁵⁾

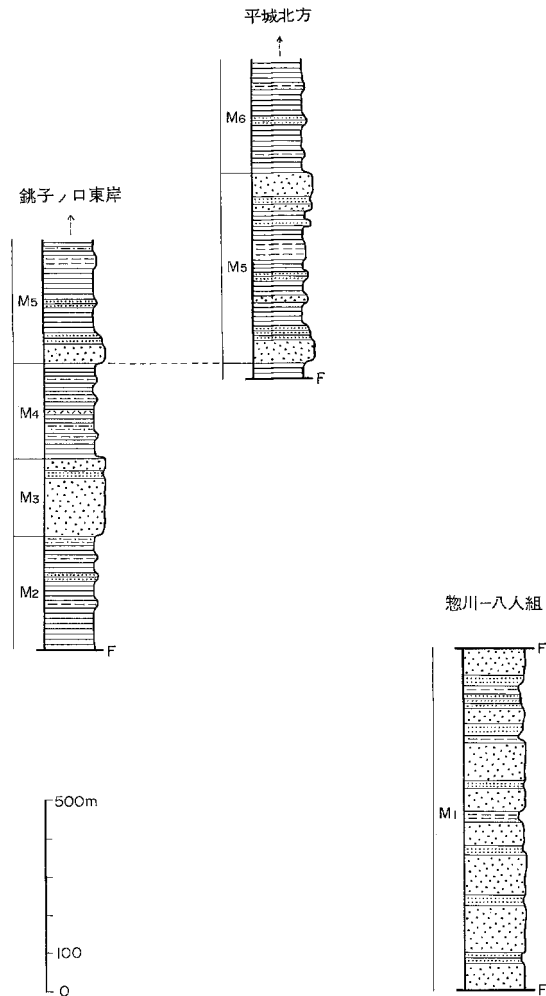
本層は宿毛図幅地域北西部において中筋帯北部の御荘亜帯に分布する。南側の下位の城辺層および北側の内海層と断層で境される。大局的には1向斜構造を形成している。銚子ノ口東岸や御荘町平山北方の山道、御荘町平城北方に好露出がある。砂岩および泥岩からなるが、概観するとむしろ砂岩が卓越する。下限・上限はともに観察されず、積算層厚は2,500m以上である。御荘層は岩相上、下位からM₁-M₆の6部層に区分される（第18図）。M₁・M₃およびM₅の各部層は砂岩に、いっぽうM₂・M₄およびM₆の各部層は泥質岩に富む。M₅・M₆両部層では砂岩の量が東から西へ向かって減少し、M₅部層では同方向に砂岩が細粒化する。

御荘層は砂岩に富む点で西海層に似ている。しかし、御荘層では西海層に比べて、泥質岩を主とする地層（部層単位）もより多く発達する。御荘層では砂岩泥岩厚互層は少ないが、西海層ではこのような地層が砂岩厚層と同程度に発達し、そのため御荘層に比べて砂岩がより卓越している。また、御荘層は砂岩に富む点で北側の内海層とも類似するが、両層は下記の点で異なる。御荘層では、M₁部層を別として、砂岩が一般に中粒、部分的に粗粒であり、他方内海層の砂岩は細粒ないし中粒であるが、むしろ細粒の場合が多い。

M₁部層 おもに砂岩からなり、砂岩泥岩厚互層および薄互層の厚層を伴う。砂岩は概して細粒、一部中粒であり、塊状のことが多く、ときどき0.1-1mの厚さに成層する。厚さは900m以上である。

M₂部層 主として頁岩質葉理砂質泥岩からなり、ときどき砂岩泥岩薄互層の厚層をはさむ。局部的

5) この地層名はすでに愛媛県においてほぼ中筋帯を占める地層群全体に対して与えられている（永井ほか, 1967; NODA, 1974）。本稿では、この地層名を再定義した上で、上記の地層群の一部に対して用いる。



第18図 御荘層柱状図 凡例は第9図に同じ

であるが、泥岩中に石灰質団塊が含まれている。砂泥混合層（厚さは一般に数m）やスランブ性褶曲層もときおり存在する。厚さ0.7mの細かく成層した珪質頁岩が1層準に認められる。厚さは300m以上である。

M₃ 部層 砂岩で代表される。砂岩は一般に塊状、中粒、一部粗粒であり、部分的に多量の泥岩同時礫を含み、いっぽう0.3-3mの厚さに成層して級化層理や葉理を示す中粒—細粒砂岩もところどころに存在し、ごくまれに斜交層理も認められる。砂泥混合層をまれに挟有する。厚さは約200mである。

M₄ 部層 頁岩質葉理砂質泥岩を主とし、葉理の発達した中粒—細粒砂岩と泥岩との薄互層の厚層をしばしば伴う。ときどき厚さ数mの泥岩中粒—細粒砂岩が認められる。厚さ数m-10数mの砂泥混合層や含礫泥岩がときおり存在し、また厚さ2-3mの細かく成層した灰—淡青灰色珪長質凝灰岩も挟在している。凝灰岩は鏡下ではガラス質で、多量の火山ガラスと微量の斜長石・石英・黒雲母からなり、デイサイト質である。径数cm-10cm（最大20cm）の石灰質団塊（一部は薄い層状）が種々の層準に散点

している。層厚は200-300mである。

M₅ 部層 砂岩・頁岩質葉理砂質泥岩・砂岩泥岩厚互層それぞれの厚層の交互層からなり、全体として砂岩厚層がよく発達することが特徴的である。本部層の下部・上部は砂岩に、中部は泥質岩に富む。砂岩厚層は中粒、部分的に粗粒であり、泥岩同時礫を多く含み、一般に塊状であるが、ときどき0.1-2mの厚さに成層し、葉理が発達している。成層葉理砂岩は本部層の下部よりも上部の方によくみられる。砂岩(葉理が発達)泥岩薄互層の厚層が本部層の中部に伴われ、砂泥混合層も一部に挟在する。M₅部層上部の主体をなす砂岩厚層は、分布地域最東部では一般に中粒ないし粗粒であるが、東-西部では中粒となる。泥質岩に富むM₅部層中部では、砂岩の量が西から東へ向かって多くなる。層厚は500m以上である。

M₆ 部層 頁岩質泥岩(ときどき葉理砂質)で代表される。分布地域東部において砂岩薄層をときどき挟有し、また一部に砂岩泥岩薄互層の厚層や泥岩勝ち砂岩泥岩厚互層も伴う。しかし、西部においても厚さ数m以下の砂岩泥岩薄互層がまれに認められる。厚さは300m以上である。

Ⅲ. 2. 2. 5 山北層

本層は宿毛図幅地域北東部において褶曲しながら中筋帯中部の山北亜帯に分布する。篠川沿いに好露出がみられる。中村層に整合に重なり、砂岩に富み、砂岩泥岩厚互層や砂岩勝ち薄互層の厚層を伴う(第15図)。厚層をなす砂岩は塊状のことが多く、中粒、部分的に細粒であり、また粗粒あるいは細礫質となり、泥岩同時礫を多数含むこともある。0.1-1mの厚さに成層する砂岩厚層もみられる。泥岩は頁岩質で、ふつう葉理砂質である。砂岩泥岩薄互層を構成する砂岩には、しばしば葉理がよく発達している。上限は知られないが、層厚は500m以上である。

Ⅲ. 2. 3 対比

上部四万十川層群の下部を代表する城辺・中村・有岡の各層は、年代決定に有効な大型動物化石を産出している。なかでも、城辺層J₂部層産の *Inoceramus (Sphenoceramus) schmidti* MICHAEL, 中村層Nk₂部層産の *Inoceramus (Endocostea) balticus* BÖHM および城辺層J₁部層産の *Inoceramus (Endocostea) balticus toyajoanus* NAGAO et MATSUMOTO が重要である。第1番目の種はヘトナイ世前期、すなわちカンパン期(Campanian)を指示し、他の2種もこれを中心とした年代を示す。また、アンモナイト化石のうち、中村層Nk₁部層産の *Gaudryceras aff. denmanense* WHITEAVES, *Solenoceras* sp., *Glyptoxoceras cf. indicum* (FORBES), *Natalites?* sp. および城辺層J₂部層産の *Diplomoceras?* sp., *Maorites* sp. はカンパン期を指示するか、あるいはその可能性が大きい。さらに、有岡層A₂部層産の *Vertebrites cf. kayei* (FORBES) はマーストリヒト期(Maastrichtian) —ヘトナイ世後期はこれにあたる—を指示するであろう。

東隣の土佐中村図幅地域では、中村層分布地域から *Vertebrites kayei* (FORBES) がみいだされており、有岡層からは *Inoceramus (Endocostea) balticus balticus* BÖHM, I. (*E. balticus kunimiensis* NAGAO et MATSUMOTO) および *Baculites cf. rex* ANDERSON の産出が報ぜられ(甲藤, 1961, 1977c), 最後の種はマーストリヒト期前葉を指示するであろう。

以上に述べたことからわかるように、城辺・中村・有岡層で代表される上部四万十川層群下部は明らかにヘトナイ統下部階を含み、さらに同統上部階も含む可能性がきわめて大きい。上部四万十川層群の

上部を代表する御荘層および山北層は、ともに年代決定に有効な化石を産しないが、層序的位置からしてヘトナイ統上部階に属するであろう。なお、中村層Nk₂部層からみいだされた放散虫化石は、コニヤック (Coniacian) —カンパン期、すなわち浦河世—ヘトナイ世前期の範囲内の年代を示す⁶⁾。

中部四万十川層群の上部を代表する西海層は年代決定に有効な化石を産しない。しかし、西海層は城辺層の直接下位にくるので、ヘトナイ統下部階のほかに浦河統も含むであろう。稲津・宇須々木両層は、構造的な位置や岩相からみて西海層の上部に相当すると考えられる。このような宇須々木層の層序的位置の推定は、同層からみいだされた放散虫化石の内容からも支持される。問題の放散虫化石群集は、カンパン階下部を特徴づける *Amphipyndax enesseffi* FOREMAN, および上部白亜系上部に限られ、とくにカンパン階に多い *Dictyomitra duodecimcostata* (SQUINABOL) を含む。内海層は、岩相の特徴や地層の累重状況から判断すると西海層の比較的下部に相当するか、あるいはそれより下位にくるものと考えられる。

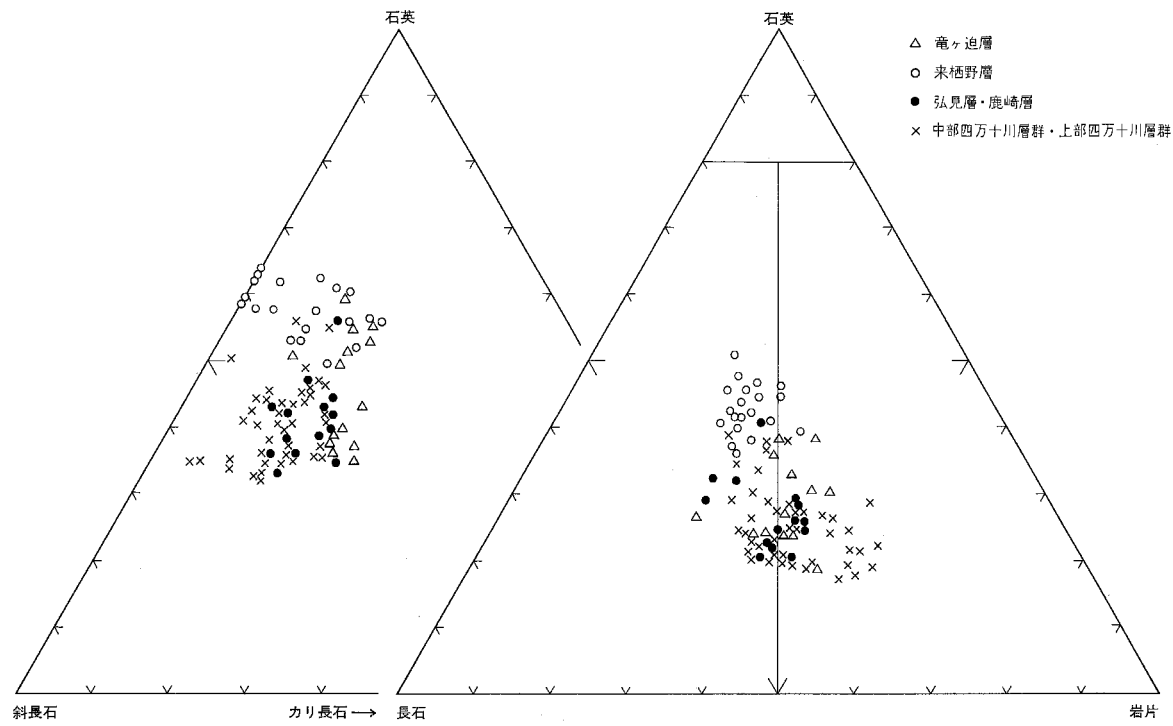
四万十累層群中の白亜系部分 (西海・宇須々木・城辺・中村・有岡・御荘・山北層) の砂岩組成 (第19図) に関しては、一般的傾向として石英の含有量 (基質を除いた砂粒部分における容量比, 以下同様) は20%内外-30%内外, 岩片 (主として火山岩片) の含有量は30%内外-50%内外である。もちろん、放散虫化石によって白亜系に対比できる宇須々木層の砂岩についても、石英含有量は22-33%, 岩片含有量は30-52%である。白亜系部分の砂岩は、古第三系来栖野層の砂岩 (隣接地域の試料を主とする) に比べて石英が少なく、斜長石・岩片が多いという傾向を示し、一般に後者とは明瞭に区別される。いっぽう、白亜系部分の一般的な砂岩組成に比べて石英がより多く (35%内外-40%内外), 岩片がより少なく (25%内外-30%内外), むしろ来栖野層の砂岩組成に近い場合もある。このような砂岩はすべて泥質岩を主とする中村層および城辺層に属している。異常組成を示す砂岩のうちで、石英が最も多く、岩片が最も少ない中村層の1砂岩層について、側方流の流向として一般的傾向と逆に南から北に向かう流向の測定されている点が注目される。

III. 3 古第三系

四万十累層群中の古第三系部分は、室戸半島層群と上位の宿毛層群からなる。両層群は断層を境として接する。両層群地域外に分布する三崎層群 (甲藤, 平, 1978a) は宿毛層群よりも上位の地層で、四国における四万十累層群の最上部を代表する。

室戸半島層群および宿毛層群に関しては、それぞれを構成する諸累層間の直接の上下関係は明らかでない。しかしながら、白亜系において堆積物の上方粗粒化または堆積輪廻 (下から上へ向かって堆積環境が相対的に深い海から浅い海へと変化する、あるいは“海進的”から“海退的”になる) の認められることから類推して、両層群の層序を組み立てることができるであろう (第2表)。まず室戸半島層群についてみると、泥質岩を主とし、苦鉄質火山岩類を伴う弘見層主部 (始新世) は、同層群の下部を代表する。おもに砂岩からなる弘見層最上部は、室戸半島層群の上部に属するであろう。来栖野層は図幅地域内よりも域外に広く分布し、弘見層主部に比べて砂岩がより多くなり、始新世化石のほかに漸新世

6) 本稿における放散虫化石の時代論は中世古幸次郎教授の私信にもとづく。



第19図 四万十累層群の砂岩組成 (寺岡易司技官の測定による)

化石も産する。したがって、本層は弘見層よりも層位的に上位の部分を含み、室戸半島層群の上部を代表する。宿毛層群（漸新世）では、下部を代表する中角層は主として浅海成泥質堆積物（おもにシルト岩）からなり、タービダイト性砂岩をほとんどはさまない。本層群の上部を代表する竜ヶ迫層は全体として泥質岩（主として泥岩）に富み、しばしばタービダイト性砂岩やスランプ層を伴い、上部では砂岩が卓越する。三崎層群（漸新—中新世）は全体として上方粗粒化の傾向を示す（甲藤・平，1978a）。

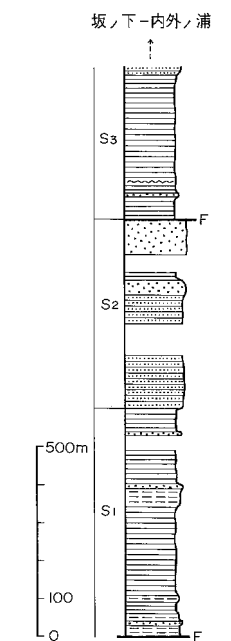
なお、古第三系部分の古流向（田中，1977）について概略を述べると、弘見・竜ヶ迫両層の場合、軸流に関する流向は本質的に西向き（南西向き）系統である。竜ヶ迫層に関する側方流は本質的に南向き・北向き両系統の流向を示し、前者が後者よりも優勢であるらしい。したがって、竜ヶ層の堆積中の少なくとも一時期には、北方主要陸地とは別に、南方隆起帯（おそらく陸地）の存在が示唆される。

Ⅲ. 3. 1 室戸半島層群

室戸半島層群は宿毛図幅地域の南東部に分布する。本層群は弘見層・鹿崎層および来栖野層からなる。たがいに別個の列をなして分布する弘見・鹿崎両層は甲藤（1977a）の来栖野層から分離された地層である。北列の鹿崎層は南列の弘見層の一部に相当し、両層は主として泥質岩からなる。来栖野層は全体として弘見層の上位にくると考えられ、おもに砂岩および泥岩からなる。室戸半島層群の泥質岩は白亜系のものどちがってしばしば粘板岩質となっている。

Ⅲ. 3. 1. 1 鹿崎層

本層は宿毛南方の中筋帯中部鹿崎亜帯に分布し、周囲の有岡層および宿毛層群と断層で接し、大局的には北傾斜の同斜構造をなしている。宿毛湾岸沿いによく露出する。全体として泥質岩（部分的に粘板



第20図 鹿崎層柱状図
凡例は第9図に同じ

岩質）に富み、下限・上限ともに不明であるが、1,900 m以上の積算層厚を有する。本層は岩相上、下位から S_1 - S_3 の3部層に区分され（第20図）、 S_2 部層は他の部層に比べて粗粒堆積物に富む。

S_1 部層 頁岩質泥岩（ときどき葉理砂質）を主とし、一部に砂岩泥岩薄互層の厚層を伴う。砂岩厚層もわずかに存在する。泥岩はときおり粘板岩質であり、むしろ千枚岩質といってよいものもみられる。本部層の比較的上部には、厚さ1m以下の凝灰質と考えられる淡青灰色岩石が数層挟在している。スランプ性褶曲層もしばしば認められる。厚さは700m以上である。

S_2 部層 砂岩泥岩厚互層・砂岩厚層および頁岩質泥岩厚層からなり、前2者が最後のものよりも優勢である。砂岩は一般に塊状、中粒、一部細粒あるいは粗粒である。泥岩はしばしば葉理砂質であり、また部分的に砂岩と薄互層をなしている。層厚は400m以上である。

S_3 部層 おもに頁岩質泥岩からなり、ときおり中粒—

細粒砂岩厚層を伴う。一部に砂岩泥岩厚互層、砂泥混合層やスランプ性褶曲層がみられる。厚さは800m以上である。

Ⅲ. 3. 1. 2 弘見層

本層は宿毛図幅地域南東部の清水帯弘見亜帯に分布し、さらに東隣の土佐中村図幅地域にもその延長がみられる。北側の宿毛層群竜ヶ迫層および南側の来栖野層とは断層で画され、大局的には1向斜構造を形成する。宿毛市石原周辺や伊予野川・大月町弘見周辺によく露出している。全体として泥質岩（部分的に粘板岩質）に富み、少なくとも2、3の層準に苦鉄質火山岩類（溶岩・火砕岩）をはさむ。下限・上限ともに不明で、積算層厚は4,200m以上に達する。本層は図幅地域に関する限りでは岩相上、下位からH₁-H₅の5部層に分けられる（第21図）。H₁・H₄部層は泥質岩に、H₃・H₅部層は砂岩に富む。H₄部層は苦鉄質火山岩類を伴う。

H₁部層 頁岩質泥岩（しばしば葉理砂質）を主とする。泥岩は分布地域の南東部においてときどき塊状となる。ときおり砂岩泥岩薄互層の厚層を伴い、さらに砂岩（おもに中粒）泥岩厚互層や塊状中粒砂岩厚層もわずかながら挟在する。厚さは1,300m以上である。

大月町添ノ川付近における3地点の泥岩から、有孔虫の *Ammobaculites* sp.（優勢）、*Haplophragmoides* sp., *Psammosphaera* sp., *Trochammina* sp. が検出された。

H₂部層 中粒砂岩泥岩厚互層と頁岩質泥岩厚層からなり、砂岩勝ち砂岩泥岩薄互層の厚層を伴い、全体として泥岩に富む。ときおり塊状細粒—中粒砂岩厚層もみられる。薄互層をなす砂岩にはしばしば葉理が発達している。厚さは1,000m以上である。

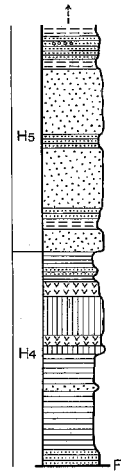
H₃部層 砂岩厚層および砂岩泥岩厚互層からなり、前者の方が優勢である。砂岩厚層は中粒ないし細粒砂岩で代表され、ふつう塊状であるが、ときどき0.1-2mの厚さに成層し、級化層理を示す。厚互層をなす泥岩（頁岩質）は一般に砂岩薄層をひんばんにはさみ、しばしばこれらと薄互層をなしている。厚さは300m以上である。

H₄部層 頁岩質泥岩を主とする。泥質岩はしばしば粘板岩化し、むしろ千枚岩質といってよいものもみられる。いっぽう分布地域の中部では塊状の泥岩も認められる。ときどき砂岩泥岩薄互層の厚層を伴い、さらに塊状中粒—細粒砂岩厚層や砂岩（細粒）泥岩厚互層も含む。砂泥混合層も一部に挟在している。

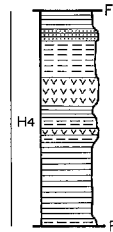
帯緑色ないし赤紫色の苦鉄質火山岩類が、宿毛市福良付近において本部層の比較的下部の2層準にみられる。火山岩類は玄武岩溶岩・ハイアロクラスタイトおよび凝灰岩からなり、上位層準のものは厚さが80m内外であろう。玄武岩溶岩は鏡下では斑晶として斜長石と普通輝石を含み、石基中には針状の斜長石および羽毛状の普通輝石が晶出している。斑晶の斜長石は全体に曹長石化されており、普通輝石は縁の一部が緑泥石化されているが、全体に新鮮である。石基部には緑泥石・曹長石・方解石・ぶどう石・チタン石・不透明鉱物などの変成鉱物がみられ、ときに緑れん石を伴うこともある。ぶどう石—パンペリ—石相の低度変成作用を受けていると推定される。

同種の火山岩類は東隣の土佐中村図幅地域の西縁部、宿毛市都賀ノ川にも露出している（第21図）。この場所では、本部層の上部において厚さ200mあまりの範囲に、2枚の厚さ数10mの苦鉄質火山岩類（玄武

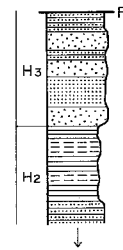
伊子野川-都賀ノ川



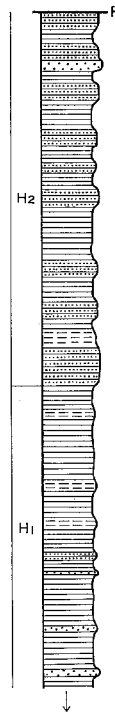
福良



泊浦南方



石原-弘見



第21図 弘見層柱状図 凡例は第9図に同じ

岩溶岩および凝灰岩)が厚さ数10mあるいは約100mの淡灰—淡青灰色珪質頁岩と交互している。上位層準の火山岩類は主として玄武岩溶岩である。溶岩は鏡下ではバリオリチック組織を示し、約0.5mmの杏仁状集合体があり、それらはおもに方解石・緑泥石・石英、まれに方解石—緑れん石で充てんされている。さらに東方、宿毛市黒川南方においても、中筋川沿いに厚さ4m以上の玄武岩溶岩が露出している。なお、都賀ノ川東方の久礼ノ川の含化石石灰岩は本部層に属するものである。

大月町馬路南西の1地点の泥岩から、比較的多くの有孔虫化石 *Ammobaculites* sp., *Haplophagmoides* sp., *Psanmosphaera* sp., および *Trochammina* sp. が検出された。さらに、同一地点の泥岩中に下記のよな放散虫化石が含まれている。

Dictyoprora mongolfieri (EHRENBERG)

Dorcadospyrus? sp.

Eucyrtidium sp.

Lithocyclia? sp.

Lychnocanium sp.

Podocyrtis sp.

Spongodiscidae gen. et sp. indet.

Theocotyle? sp.

都賀ノ川における玄武岩質凝灰岩からも、保存不良であるが古第三紀型の放散虫化石がみだされる。

H₅部層 おもに砂岩厚層からなり、砂岩泥岩(頁岩質)厚互層や薄互層の厚層を伴う。砂岩は一般に塊状、中粒、一部粗粒であり、まれに厚さ5mの部分に乱堆積状に中礫大の外來円礫を含む。礫種としては、チャートのほかに砂岩・粘板岩・アプライト・石英岩・変質角閃石安山岩が認められる。砂岩泥岩薄互層をなす砂岩には葉理がほとんど発達しておらず、砂岩泥岩厚互層をなす泥岩はときおり砂岩と薄互層をなしている。厚さは600m以上である。

Ⅲ. 3. 1. 3 来栖野層

本層は宿毛図幅地域南東隅に、清水帯の来栖野亜帯を占めながら狭く分布し、北側の弘見層とは断層で接する。宿毛市石原付近から東側の土佐中村図幅地域にかけて福良川沿いによく露出している。

本層は頁岩質泥岩・砂岩泥岩厚互層・砂岩それぞれの厚層の交互層からなる。砂岩厚層は成層するものよりも塊状のものが多く、中粒ないし細粒である。泥質岩はしばしば粘板岩質となっている。図幅地域外には苦鉄質火山岩類が少なくとも2層準に、また厚さ5m前後の珪長質凝灰岩が少なくとも1層準に挟在する。宿毛図幅地域内に分布する来栖野層は、本層の比較的下部を占めるものであろう。本地域には厚さ1,000m内外の部分だけが露出する。

Ⅲ. 3. 2 宿毛層群

宿毛層群は宿毛図幅地域の南東部に分布する。本層群は中角層と上位の竜ヶ迫層に分けられ、両層は断層関係で接する。中角層は竜ヶ迫層よりも泥質岩に富む。中角層の泥質岩は竜ヶ迫層のものに比べて

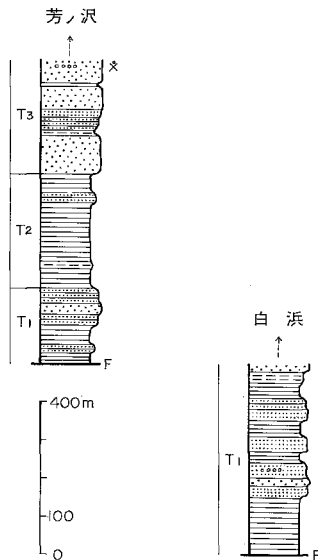
一般に粗く、主としてシルト岩であり、塊状のことが多い。砂岩厚層は中角層よりも竜ヶ迫層により多く存在し、後者ではしばしば級化層理が発達している。宿毛層群の泥質岩は、室戸半島層群の場合と異なって、粘板岩質になることがない。

Ⅲ. 3. 2. 1 中角層

本層は宿毛北東から東隣の土佐中村図幅地域の西部にかけて、中筋帯南部の中角垂帯に分布するほかに、中筋帯中部の宇須々木垂帯にも露出する。周囲の地層とは断層で境され、大局的には1向斜構造を形成している。宿毛市街地北東から土佐中村図幅地域内の宿毛市中角にいたる道路沿いや、さらに東方の同市寺山北方によく露出している。

本層はおもに泥質岩からなる。下限・上限はいずれもみられず、厚さは少なくとも800mと推定される。泥質岩は主として塊状シルト岩であり、しばしば細砂質を帯びる。また泥質岩はときどきより細粒の泥岩であり、ときには頁岩質となり、あるいは板状層理を示すこともある。泥質岩は風化するときおり玉ねぎ状構造を示す。まれに挟在して厚層をなす砂岩は一般に塊状で、概して中粒ないし粗粒である。砂岩泥岩薄互層の厚層もまれに存在し、その砂岩にはときどき級化層理が認められる。含礫砂質シルト岩（厚さ1.5m）がまれに挟在する。これには礫がかなり密集し、最大のもは径10cm内外に達し、礫種には砂岩・チャート・粘板岩・流紋岩溶結凝灰岩・石英岩がある。厚さ約3mの凝灰岩も挟在している。このものは鏡下ではビトロクラスチック組織を示し、著しく多量の火山ガラス、少量の斜長石および微量の石英・カリ長石からなり、デイサイト質ないし流紋岩質である。なお、土佐中村図幅地域内には含化石石灰岩の小レンズが存在する。

二枚貝化石が宿毛北方にみだされる。さらに、宿毛市小深浦南方における、1地点のシルト岩から、放射虫化石の *Lychnocanium* sp., *Sethopyramis*? sp., *Spyroidea* sp. および *Stylosphaera* sp. が検出されている。



第22図 竜ヶ迫層柱状図
凡例は第9図に同じ

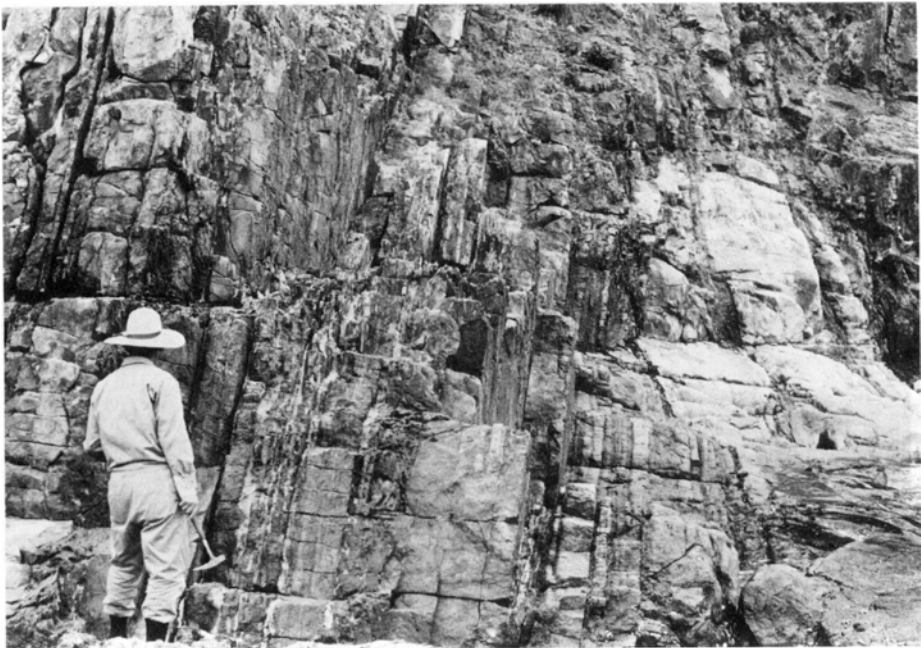
Ⅲ. 3. 2. 2 竜ヶ迫層

本層は宿毛湾南東岸から東側の土佐中村図幅地域の西部にかけて、中筋帯南部の竜ヶ迫垂帯に分布する。大局的には1向斜構造を形成するが、その北西側に1背斜構造（現在では軸部に断層が生じている）が発達する。宿毛市荒瀬一都賀ノ川間の道路、大月町芳ノ沢付近の道路沿い、および同町竜ヶ迫や白浜の海岸に好露出がみられる。おもに泥質岩と砂岩からなるが、全体として泥質岩に富む。砂岩はときおりかなり石英質となり、灰白色を帯びる。この種の砂岩は白亜系部分にはほとんどみられない。下限・上限は観察されず、層厚は1,300m以上である。本層は岩相上、下位からT₁-T₃の3部層に区分される（第22図）。3部層のうち、T₂部層が最も細粒で

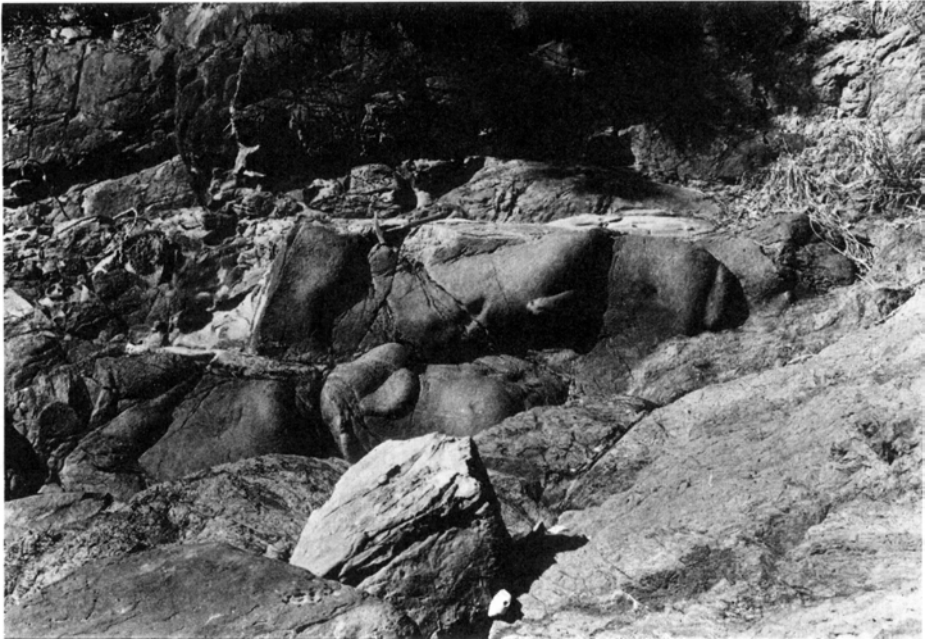
ある。

T₁部層 泥質岩・砂岩・砂岩泥岩厚互層それぞれの厚層の交互層からなり、全体として泥質岩が他よりもいくぶん優勢である。砂岩泥岩薄互層の厚層も伴われる。泥質岩厚層は塊状ないし頁岩質泥岩で代表されるが、本部層の比較的下部（宿毛市湊浦以北に分布）ではおもに塊状を呈し、ときおりシルト岩も発達する。場所によって石灰質団塊がわずかながらも含まれている。砂岩厚層および砂岩泥岩厚互層を構成する砂岩は、白亜系の砂岩に比べてしばしば淡色を呈し、概して中粒、一部細粒または粗粒で、ときに細礫質となり、泥岩同時礫を多く含む。厚層をなす砂岩は成層することが多く、しばしば葉理もよく発達する（第23図）。成層砂岩厚層は、本部層の比較的下部では一般に3-30cmの厚さに成層し、比較的上部（湊浦以南に分布）では一般に0.3-3mの厚さに成層する。砂岩単層はときどき級化層理を示して下面に流向を指示するソールマーク（第24、25図）をもつこともあれば、大規模なコンボルト葉理を示すこともあり、さらに斜交層理（セットの厚さは15cmないし、それ以上）を示すこともある。成層砂岩の多いことは、砂岩で代表されるT₃部層の場合と異なる。厚さ数10cm以上の凝灰岩がごくまれに挟在する。このものは鏡下ではガラス質で、多量の火山ガラス、少量の斜長石・石英および微量の黒雲母からなり、デイサイト質である。砂泥混合層やスランプ性褶曲層もときおり認められる。厚さ約1.5mの淡青灰色珪質頁岩が宿毛市荒瀬に認められ、このものは多数の放散虫化石を含む。厚さは700m以上である。

宿毛市荒瀬山西方約1kmの泥質岩から、*Cyclammina japonica* ASANO, *Cyclammina* sp., *Bathysiphon* sp. がみいだされている（甲藤，1961）。また多毛類化石の *Nereites murotoensis* KATTO が大月町タッチにおいて認められる（第II図版，1）。これに同定されるらしい化石の産出が宿毛市長崎鼻でも知られている



第23図 竜ヶ迫層T₁部層の成層砂岩 大月町白鼻南方海岸



第24図 竜ヶ迫層T₁部層の砂岩層下面にみられるフルートキャスト（流れは右から左へ向う）大月町白浜海岸



第25図 竜ヶ迫層T₁部層の砂岩層下面にみられる longitudinal furrows and ridges
 (ridge castsは樹枝状模様を示す。流れは右下から左上へ向かう) 大月町白浜北東

(KATTO, 1976). さらに、宿毛市^{さかき}栄喜北方の蛭鼻西方海岸やタッチでは、泥岩同時礫に富む粗粒砂岩中に巻貝化石が含まれている。

T₂部層 泥岩を主とし、砂岩泥岩厚互層・薄互層の厚層をわずかに伴う。泥岩は本部層の下部ではおもに頁岩質、一部葉理砂質であり、またときどきよく成層し、上部ではおもに塊状である。ごくまれに塊状シルト岩も存在する。砂岩泥岩薄互層を構成する砂岩にはしばしば葉理がよく発達し、泥岩は頁岩質である。砂泥混合層（厚さ2-10m）やスランプ性褶曲層もわずかながらみられる。厚さは300m内外である。

化石としては、栄喜から甲藤（1961）によって下記のもので報告されている。

Acila (Acila) ashiyaensis (NAGAO)

Portlandia (Portlandella) ovata (TAKEDA)

P. (P.) watasei (KANEHARA)

Malletia sp.

Solamen subforficatum (NAGAO)

Periploma cf. *besshoense* (YOKOYAMA)

Venericardia laxata YOKOYAMA

Lucinoma cf. *hannibali* CLARK

Lucinoma sp.

Thyasira (Conchocele) disjuncta GABB

Diplodonta confusa NAGAO

Tellina maxima NAGAO

Macoma sp.

Ancistrolepis modestoidea (TAKEDA)

Cylichna paupercula NAGAO

Trominima hokkaidoensis (HAYASAKA et UOZUMI)

さらに、栄喜東方において生痕化石の *Terebellina shikokuensis* KATTO やサメの歯が産し、宿毛市大海にも二枚貝化石がみいだされる。

T₃部層 おもに砂岩厚層からなり、一部に砂岩泥岩厚互層・薄互層や塊状泥岩厚層を伴う。砂岩厚層はT₁部層のものとは異なって塊状のことが多い。分布地域の南部では中粒—粗粒砂岩が、北部では中粒—細粒砂岩が卓越する。砂岩厚層はときどき0.1-1mの厚さに成層し、級化層理や流向を示すソールマークが認められる。砂岩は部分的に極粗粒、細礫質となり、泥岩同時礫を多く含み、さらに二枚貝・巻貝化石の破片を含有することがある。厚互層をなす砂岩は中粒、一部粗粒であり、泥岩はふつう塊状である。薄互層をなす砂岩には葉理の発達がきわめて悪い。厚さは300m以上である。

宿毛市湊浦東方の石切場において、砂岩層下面に生痕化石の *Acanthorhaphé* sp. がみいだされる（第II図版、2）。

Ⅲ. 3. 3 対 比

室戸半島層群の弘見層は、東隣の土佐中村図幅地域内、宿毛市久礼ノ川の石灰岩から二枚貝・巻貝化石を産するが(甲藤, 1961), これらの化石では本層の年代を決定できない。しかし, H₄部層は1地点において始新世中—後期を特徴づける放散虫化石 *Dictyoprora mongofieri* (EHRENBERG), 他の1地点(土佐中村図幅地域内)においても古第三紀型の放散虫化石を含む。弘見層の砂岩は、来栖野層の砂岩に比べて石英に乏しく、斜長石・火山岩片に富む傾向を示し(第19図), 白雲母に乏しい。これらの点に関して、弘見層の砂岩は白亜系諸層の砂岩に似る(第19図)。弘見層の泥質岩は、来栖野層のものに比べて一般に固結度がいくぶん高く、圧砕されていることが多い。いっぽう、来栖野層の泥質岩は弘見層の泥質岩に比べてよりしばしば粘板岩化しており、また白雲母碎屑粒を目だつた量に含んでいる。以上に述べたことからわかるように、弘見層は来栖野層と明らかに区別できる地層である。弘見層は来栖野層と層序的に重複する部分があるかも知れないが、全体として後者の下位にくる地層とみなされ、主体は放散虫化石によって始新統に対比される。鹿崎層は年代決定に有効な化石を産しないが、岩相からみて弘見層(H₅部層を除く)の一部に相当する。

図幅地域よりも隣接地域に広く発達する室戸半島層群の来栖野層(甲藤, 1961の清水層のうち土佐清水市名鹿^{なにし}周辺のものを含む)は、名鹿から貝化石の *Portlandia* (*Portlandella*) *watasei* (KANEHARA) や *Lucinoma hannibali* CLARK を産する(甲藤, 1961)。この化石産出地点の地層は本層の比較的上部に属するようで、漸新統に対比される。さらに、土佐清水市在岬から始新世中期の初めを指示すると推定される大型有孔虫 *Asterocyclina* cf. *stella* (GÜMBEL) が発見されている(甲藤ほか, 1979)。要するに、来栖野層は始新—漸新統に対比される。しかしながら、宿毛図幅地域内の地層については、来栖野層内における正確な層位は未詳である。

宿毛層群の中角層は甲藤(1961)の“平田層”の一部にあたる地層である。本層は土佐中村図幅地域内において *Crassatellites* cf. *yabei* NAGAO, *Venericardia subnipponica* NAGAO を産し、漸新統に対比される。竜ヶ迫層(甲藤, 1961の“平田層”の一部を含む)は *Portlandia* (*Portlandella*) *watasei* (KANEHARA), *Lucinoma* cf. *hannibali* CLARK を産し、漸新統に対比される。中角層と竜ヶ迫層との直接の上下関係は明らかでない。しかし、さきに述べたように竜ヶ迫層は中角層よりも上位とみなされる。

弘見層(鹿崎層を含む)・来栖野層および竜ヶ迫層はいずれも古第三系に属するが、三者の間には砂岩組成にかなりの差異が認められる。弘見・鹿崎両層の砂岩組成は先に述べたように白亜系の場合に近い。来栖野層砂岩は弘見・鹿崎層砂岩に比べて石英含有量がより多く(35%内外-50%内外), 岩片(おもに火山岩片)含有量がより少なく(20%内外-30%内外), 組成の点で後2者とは明瞭に区別される。竜ヶ迫層の砂岩は組成にかなり変化を示し、石英は20%内外-40%内外, 岩片は25%内外-45%内外で、組成の点で白亜系砂岩に似るものもあれば、来栖野層砂岩に近いものもある。なお、竜ヶ迫層の泥質岩も来栖野層の泥質岩と同様に、かなりの量の白雲母碎屑粒を含むが、その量は後者の場合に比べて少なく、いっぽう弘見層や白亜系諸層の泥質岩に比べてかなり多い。

III. 4 地質構造

III. 4. 1 概説

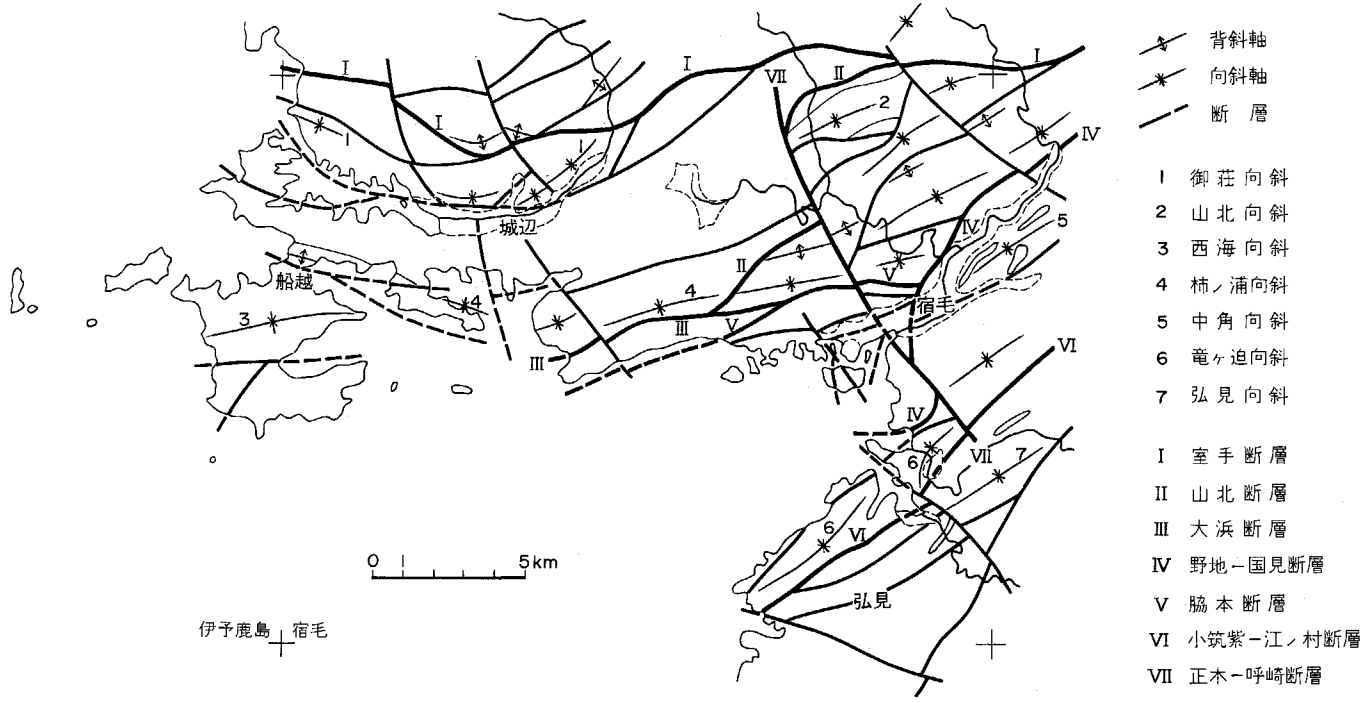
伊予鹿島—宿毛図幅地域の四万十累層群は、著しい褶曲をうけ、多数の断層によって切られ、顕著な帯状構造で特徴づけられる（第5、26図）。このような地質構造は最終的には中新世前期の終りごろに形成された。四万十累層群のうち、古第三系部分は白亜系部分に比べて、地層の固結度が全体としていくぶん小さく、また苦鉄質火山岩類を伴う地層群を除くと整然とした成層状態がしばしば保存され、剪断ないし破砕がひんばんでなく、かつ弱いように変形の程度も全体としていくぶん弱いといえる。しかしながら、古第三系と白亜系との間には、大局的にみて変形の程度にそれほど差がなく、地質構造の形態に関して根本的に異なる。

先に述べたように、本地域は断層を境として北から南へ宇和帯・中筋帯および清水帯に区分される（第5図、第2表）。宇和帯は南縁部だけが宿毛図幅地域内に入っている。中筋帯は北部・中部・南部に分けられる。清水帯は北部と中部の一部だけが図幅地域内に含まれる⁷⁾。第5図に示したような規模の帯状構造は1-4km（多くは2-3km）の幅をもつ。各帯・細分された各亜帯はそれぞれ主として特定の地層で占められている。地層の一般走向は中筋帯北部においてE-Wであるが、中筋帯南部および清水帯ではNE-SWとなる。地層は一般に60-80°の傾斜を示し、ときどき逆転している。

褶曲構造については、開いた非対称褶曲が卓越し、軸面は一般に北へ傾斜するが、ほぼ垂直の場合もある。さらに、転倒褶曲構造は中筋帯中部に特徴的に発達し、褶曲軸面は南あるいは北へ倒れる。背斜構造（小褶曲の場合を除く）は軸部に断層が形成されていることが多く、そのため両翼が大なり小なり転位している。いっぽう、向斜構造はもとの状態を保持していることが多い。褶曲構造には種々の規模のものが認められる。軸間隔が数km規模の褶曲構造は第5図に示したような規模の帯状構造と密接な関連があり、各帯ないし亜帯自体がしばしば1つの向斜構造を形成している。上記より規模の小さい褶曲構造（地質図で一部省略）としては、軸間隔が数100m、数10m、10-数mなどの規模のものがある。泥質岩卓越部には、砂岩卓越部に比べて、より規模の小さい褶曲構造（地質図では一部図示）がしばしば発達している。そのため、実際には単純な背斜構造や向斜構造の形態を示す場合は少ない。同斜構造についても同じようなことがいえる。

断層には、帯状構造にほぼ平行な方向をもつ系統と、これにかなり斜交する方向をもつ系統とがある。前者は概して北傾斜の逆断層（一部衝上断層）であり、後者はNW-SE方向とNE-SW方向を示し、NW-SE系の方が優勢である。とくに宿毛西方をNW-SE方向に走る正木—呼崎断層は顕著である。この断層の両側で、中筋帯の北部と中部とを境する南向き衝上性の山北断層（東へ向かって室手断層に吸収される）および中部と南部とを境する南向き衝上性の野地—国見断層が大きくずれている。これらの両断層は、元来帯状構造と斜交しながら、それぞれ篠川西方および宿毛西方においてあたかもS字状に屈曲し、それぞれの屈曲部を連ねた位置にNW-SE方向の正木—呼崎断層が重なっている。正木

7) 清水帯は北から南へ弘見亜帯・来栖野亜帯、三崎層群からなる三崎亜帯、および狭義の清水層（甲藤、1961）からなる足摺亜帯に区分することができる。



第26図 地質構造図

一呼崎断層がこのような性格のものであるので、当然断層の東側は西側に対して相対的に落下していることになる(水平転位もあったであろう)。この点は断層両側における地層の分布からも指摘される。

先に述べたように、中筋帯北部と同帯南部以南との間で地層の一般走向が異なるのは、上記のS字状屈曲と関連するであろう。さらに、北へ倒れる転倒褶曲構造が発達する区域は、中筋帯中部のうち、とくに北限の山北断層と南限の野地—国見断層それぞれに近い部分であり、しかも正木—呼崎断層から両側へある範囲内に限られている。この点は、上記の両断層が断層面の傾斜方向の反転を伴いながらS字状屈曲を行なったことに関係するであろう。

Ⅲ. 4. 2 構造区分

宇和帯と中筋帯とを画する室手断層⁸⁾は、比較的ゆるい北傾斜の衝上性逆断層である。御荘町室手において、この断層に伴う破碎帯が露出し、地層は一部粘土化している。断層北側の内海層は南へ張り出した分布を示し、概して30-40°の緩傾斜であるが、南側の御荘層は一般に60-70°の急傾斜を示す。さらに、東部では室手断層は北隣の岩松図幅地域の南縁部を走り、断層南側の城辺・中村両層の一般走向がENE-WSWであるのに対して、断層北側の野々川層の一般走向は前記の走向とかなり斜交してNNE-SSWである。

中筋帯の北部と中部との境界は、東部では山北断層、西部では大浜断層で代表される。山北断層は北傾斜の逆断層とみなされるが、北では室手断層に、南では大浜断層に切られて尖滅する。篠川沿岸において山北断層南側の山北層は、断層近くで擾乱され、小褶曲構造が発達している。大浜断層については、城辺町大浜南方の海岸において断層南側の稲津層は擾乱され、地層の逆転がひんばんにみられる。

中筋帯の中部と南部との境界をなす野地—国見断層⁹⁾は北傾斜の逆断層である。断層北側の中村層は断層よりに幅広く擾乱され、プーディン構造が顕著に発達し、また断層南側の中角層も断層近くで擾乱され、逆転構造がしばしば認められる。

中筋帯と清水帯とを境する小筑紫—江ノ村断層¹⁰⁾については、土佐中村図幅地域内の宿毛市黒川において、北側の竜ヶ迫層と南側の弘見層とを画する断層面が観察される。断層面の走向はE-W、傾斜は50°Sである。この断層は南傾斜の衝上性断層の点で注目される。さらに、この断層に沿う擾乱帯が諸所に認められ、たとえば湊浦南東方や小筑紫付近では、泥質岩(とくに弘見層のもの)は強く剪断され、剪開が著しく発達している。

宇和帯

宿毛図幅地域北方にひろがる宇和帯の南縁部だけが宿毛図幅地域内に入っており、内海層で占められる。1背斜が南よりに存在し、北翼が広く分布し、その北側に向斜北翼が狭いながらも認められる。僧都川沿いの梶郷北方のU₃部層が分布するブロックは、大局的にみて上記背斜の南側に位置すると考えられる向斜の南翼を代表し、ここでは小褶曲構造が発達する。宇和帯における地層の傾斜は他の帯の場合に比べてかなりゆるやかである。地層の傾斜は、背斜北翼あるいは向斜南翼では概して30-40°で、しば

8) この断層は東へ向かうと佐賀断層(甲藤, 1961)にほぼ該当する。

9) この断層は西端部を除いて国見断層(甲藤, 1961)にほぼ一致する。ただし、国見断層の西端部は、ここにいる野地—国見断層とは別個のものとなされ、ここでは脇本断層と呼ぶことにする。なお、国見の地名は土佐中村図幅地域内にある。

10) この断層は江ノ村断層(甲藤, 1961)にほぼ該当する。江ノ村の地名は土佐中村図幅地域内にある。

しば20°内外となるが、背斜南翼（または向斜北翼）では全体としてより急になり、30-50°である。

中筋帯

北部・中部および南部に分けられる。地層の一般走向は北部においてE-Wであるが、南部ではNE-SWとなる。

北部 断層を介して北より南へ御荘・城辺・柿ノ浦・西海亜帯に分けられる。北側の亜帯ほど、白亜系中のより上位の地層が分布する傾向がある。

御荘亜帯は御荘層で占められ、種々の方向の断層によって多くのブロックに切断されているが、大きくみると軸が東へブランチする向斜構造（御荘向斜）を形成している。地層の傾斜は北翼では40-75°（概して60-70°）で、ときどき逆転しており、南翼ではいくぶんゆるくなって30-75°（概して40-70°）で、向斜軸面は北へ急傾斜する。小褶曲構造がところどころに発達している（例 西端海岸沿いのM₄・M₅部層および菊川中組東方のM₄部層）。御荘帯の南限を画する断層線の位置は地形によく表現されている。なお、惣川付近の道路沿いに露出するM₁部層は、北半では北へ正常に傾斜するが、南半では南へ逆転する。

城辺亜帯は主として城辺層からなり、全体として北傾斜の同斜構造を示すが、この構造は大きくみると御荘向斜の南翼部を代表しているものと解される。本亜帯南縁西部の西海層N₆部層に認められる背斜一向斜は、御荘向斜や後述の西海向斜・柿ノ浦向斜と同次元の背斜構造の軸部あたりに発達しているものと考えられる。地層は北へ一般に70-80°、ときどき40-60°傾斜し、また本亜帯東部の南縁部ではところどころ南へ逆転している。小褶曲構造は、御荘町高畑付近から同町中浦の半島西岸にかけてJ₂・J₃・J₄あるいはJ₅部層に、さらに一本松町内尾串^{うどぐじ}南方のJ₃部層にみられるように、ところどころに発達している。

柿ノ浦亜帯は城辺層からなり、向斜構造（柿ノ浦向斜）を形成する。本亜帯と城辺亜帯との境界をなす断層は背斜の軸部にあたっている。柿ノ浦亜帯主部（深浦東方）では、向斜北翼の地層は一般に70-80°（局部的に逆転）、南翼の地層は多少ゆるくなって60-75°の傾斜を示し、軸面は北へ急傾斜する。

西海亜帯は西海層からなり、軸が西へブランチする向斜構造（西海向斜）を形成する。北翼の地層の傾斜は一般に60-75°で局部的に逆転しており、南翼は全体として多少ゆるくなって、40-75°（しばしば60°ないしそれ以下）である。軸面は北へ急傾斜する。小褶曲構造がところどころに発達している（例 西海町の半島南部のN₁部層、半島西岸道路のN₂部層、半島北岸のN₄部層）。

中部 断層によって北より南へ山北・篠川・稲津・宇須々木・鹿崎亜帯に区分される。鹿崎亜帯を除いて、大局的には北側の亜帯ほど、白亜系中のより上位の地層が分布している。

山北亜帯は大きくみると複向斜構造（山北向斜）を形成し、中村層中の比較的上部の地層を伴いながら山北層が向斜軸部に現われている。軸面が北へ倒れる転倒褶曲構造の発達することが特徴的である。地層の傾斜は30-60°である。

篠川亜帯は中村層からなり、ここでは地層が褶曲しながら、本層中の比較的上部の地層が北部に分布している。地層は60-80°（多くの場合70-80°）の角度で傾斜するが、ときどき逆転している。褶曲構造のうち、転倒褶曲構造がよく発達していることが特徴的であり、軸面は南あるいは北へ倒れるが、後者の場合はとくに北部にみられる。宿毛以北の中村層には、地質図に示した以外にも、規模のより小さい

褶曲構造がよく発達している。中筋帯中部の南限を画する野地—国見断層を介して中角層に衝上する篠川亜帯の中村層は、断層近くで幅数100mないしそれ以上にわたって泥質岩が著しく剪断され、プーディン構造がよく発達している。

稲津亜帯は稲津層で占められ、北傾斜の同斜構造をなしているが、この構造は大きくみると山北層を軸部に現わす大きな複向斜構造の南翼部の一部を代表しているとみなされる。地層は60-75°の傾斜を示す。城辺町大浜南方海岸では地層がしばしば逆転している。

宇須々木亜帯は、断層によって有岡層からなる北側のブロックと、宇須々木層からなる南側のブロックに分けられる。有岡層ブロックでは、地層は北傾斜の同斜構造を呈し、地層の傾斜角度はおおむね70-75°、部分的に50-60°で、局部的に小褶曲構造が発達する。このブロック内には、中角層からなるブロックが断層ではさみこまれており、ここには小褶曲構造が認められるが、大きくみると地層は南へ向かって上位になる。このブロックは後述の中角向斜北翼の延長にあたるであろう。中角層ブロックの北限をなす断層については、宿毛市新田北方に走向N75°E、傾斜75°Nの断層面が観察され、それに沿って幅8m内外の断層粘土帯がみられる。宇須々木層ブロックの地層は小褶曲構造を示すが、基本的に北傾斜の同斜構造をなし、傾斜角度は概して70-80°である。このブロックでは背斜南翼または向斜北翼の地層が部分的に逆転する。宇須々木亜帯の北限をなす脇本断層（甲藤，1961，1977C）の国見断層の西端部にあたる）は地形変換線を通り、脇本では顕著な断層破碎帯が伴われる。脇本断層は、野地—国見断層によって切られているが、中村層分布域と有岡層分布域とを画し、さらに四十万累層群中の古第三系部分がこれより以北に分布しないという点で、野地—国見断層と同じような規模の重要な断層とみなされる。宇須々木亜帯は中角亜帯とともに中筋地溝帯の西部を占める。宇須々木亜帯と鹿崎亜帯とを一括した区域は、中筋帯南部に衝上する中筋帯中部の前縁部を占める。これら両亜帯（有岡層ブロックの北部を除く）では、広範囲にわたって泥質岩が著しく剪断され、プーディン構造がよく発達している。

鹿崎亜帯は鹿崎層で占められ、本質的には30-75°北傾斜の同斜構造を呈する。泥質岩が卓越したS₁部層には、軸面が北へ倒れた転倒褶曲構造がみられる。泥質岩を主とするS₃部層でも、地層がときどき逆転している。

南部 断層を介して、中角・有岡・竜ヶ迫亜帯に区分される（田中，1977）。有岡亜帯は宿毛図幅地域に発達しない。

北側の中角亜帯は中角層で構成され、向斜構造（中角向斜）を形成する。地層は60-75°の傾斜を示し、向斜北翼ではしばしば逆転する。宿毛図幅地域周辺のうち、中角亜帯にNE-SW方向の新第三紀火成岩岩脈が集中している点が注目される。

南側の竜ヶ迫亜帯は竜ヶ迫層からなる。本亜帯南半部では、向斜構造（竜ヶ迫向斜）がみられ、この向斜の北西側には元来背斜構造が存在したが、軸部に断層が生じている。向斜北翼の地層は60-80°傾斜し、局部的に逆転することもあり、南翼の地層の傾斜は多少ゆるくて、50-75°である。軸面は北へ急傾斜する。小褶曲構造が宿毛市小筑紫西方のT₂部層中に認められる。本亜帯北半部には小褶曲構造がよく発達し、大局的には1つの複向斜構造を形成している。

清水帯

宿毛図幅地域に関する限りでは、北側の弘見亜帯と南側の来栖野亜帯に分けられる。地層はNE-SW

の一般走向を示す。

弘見亜帯は弘見層からなり、大きくみて向斜構造（弘見向斜）を形成する。地層は概して65-75°傾斜し、ときどき逆転する。弘見亜帯は中筋帯の竜ヶ迫亜帯に衝上し、小筑紫—江ノ村断層沿いに幅数100mにわたって弘見層の泥質岩は著しく剪断され、場所によってむしろ千枚岩質となっており、あるいはブーディン構造がよく発達している。

来栖野亜帯は宿毛図幅地域南東隅にごく狭く分布し、来栖野層で占められる。地層は40-75°NWの傾斜を示し、部分的に逆転している。東側や南側の隣接地域では、1-2kmおきに背斜・向斜の繰返しが見られる。

IV. 貫入岩類

新第三紀の貫入岩類としては、花崗岩質岩石・石英閃緑岩・閃緑岩・石英斑岩および安山岩の小岩体が四万十累層群中に貫入している。これらの岩体は北の宇和島花崗岩（高月山花崗岩）や南の足摺地方の花崗岩類の貫入に伴って形成されたものと考えられ、貫入時期は中新世中期である。

花崗岩質岩石 宿毛図幅地域北西部に小岩株ないし岩脈として認められる。御荘町長洲中組北方の山地に露出する岩体は、灰白—白色を呈する細粒、緻密な岩石で、黒雲母花崗斑岩の周辺相にあたる（永井・鹿島、1975）。長月川上流にみられる岩体は黒雲母花崗岩で、接触する地層（石灰岩）に変成作用をあたえ、スカルン（ざくろ石・透輝石・アクチノ閃石・緑れん石・方解石のほか石英・斜長石からなる）を生じている。

花崗岩質岩石の岩体は一般に周りの地層に接触変成を与えているが、直接する花崗岩体のみあたらない場合でも図幅地域の諸所において四万十累層群の岩石がかなりの広範囲にホルンフェルス化している。おそらく花崗岩の岩体が地下浅所まで来ていると推定される。おもなホルンフェルス化地域は、菊川上流流域から和口川上流・長月川上流・僧都川上流の各流域をへて惣川上流流域にいたる宿毛図幅地域北部、これより南側の西海町船越南方半島の南部や宿毛図幅地域南東部の大月町泊浦以南である。

細粒石英閃緑岩 大月町竜ヶ迫南方の山地に岩脈をなして露出する。岩石は粒状、粗粒である。鏡下では、斜長石・石英・角閃石（一部は緑泥石に変質）を主成分とし、少量のカリ長石や黒雲母・不透明鉱物を含む。

角閃石閃緑岩 大月町弘見南東に幅3m内外の岩脈として認められる。岩石は暗緑色を呈し、粒状であるが、かなり破碎されている。鏡下では、斜長石・角閃石を主成分とし、石基は変質が著しく、不透明鉱物を含む、二次鉱物として緑泥石・ぶどう石・炭酸塩鉱物を含む。

石英斑岩 宿毛東方から東側の土佐中村図幅地域北西部にかけて、さらに宿毛図幅地域北西部にも岩脈をなして露出する。宿毛付近の岩脈は主としてNE-SW方向（1地点で貫入面の方向はN45°E-S45°W、傾斜は80°E）にのび、最も幅広い部分で100m近くに達するようである。宿毛図幅地域北西部の岩脈はNW-SE方向にのび、長月川上流東方の山地に露出するものは延長が450m、最大の幅が150m内外である。これらの岩石は白—灰白色・淡褐色を呈し、斑状である。鏡下では、斑晶として石英・アルカリ長石・斜長石・有色鉱物（緑泥石に変質）が観察される。一般に石基は変質が著しく、宿毛東方

の岩石は変質鉱物として緑泥石・白雲母・方解石・ぶどう石を含む。長月川上流東方の山地の岩体は大部分初生変質作用によって陶石化している。

安山岩 御荘町菊川中組東方に幅約8mの岩脈をなして露出する。貫入面の方向はN75°E-S75°W、傾斜は80°Nである。岩石は灰色を呈し、斑状である。鏡下では、斑晶として斜長石・緑泥石（元来は角閃石であつたらしい）を含み、石基はおもに斜長石・角閃石および不透明鉱物からなり、二次鉱物として炭酸塩鉱物・緑泥石・ぶどう石を含む。

V. 第四系

第四系には、主として更新世の段丘堆積物および完新世の沖積層・海浜堆積物・崖錐堆積物がある。

V. 1 段丘堆積物

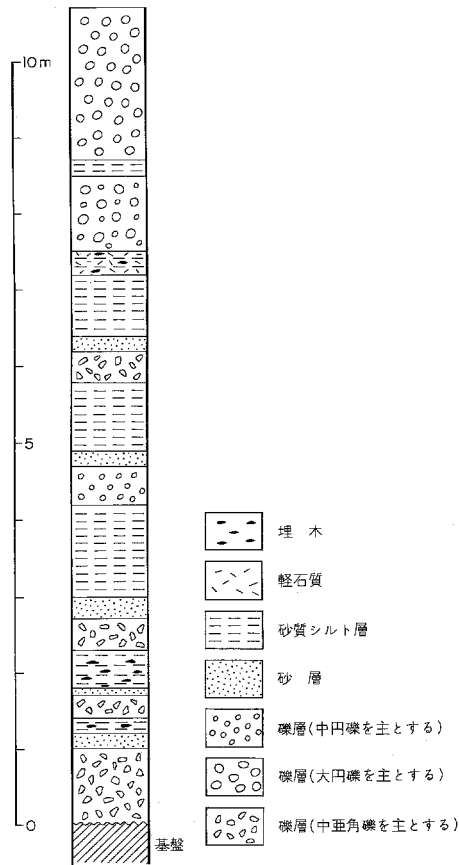
段丘堆積物は宿毛図幅地域内に発達するが、伊予鹿島図幅地域内には分布しない。段丘はほとんどすべてが河岸段丘であり、上位・中位および下位段丘に区分される。上位段丘は、西部の城辺付近では標高45-80mであるが、東へ向って高度を増し、最北東部の篠川沿岸では120m内外の標高に達し、いっぽう南東部の弘見盆地では標高40-60mである。中位段丘の標高は城辺付近において25-40m、東方の一本松町奈路—中川付近では40-60mである。下位段丘は西部では5-20mの標高をもつ。

段丘堆積物は砂岩・泥岩およびそれらのホルンフェルスの礫を主とし、ごくわずかの酸性—中性火山岩類の礫を伴う。礫はいずれも円礫を主とするが、淘汰は著しく悪い。下位段丘堆積層の基底は、宿毛図幅地域西部では海面下に没するが、東へ向かって分布高度を増し、最北東部では海拔90m内外に達している。段丘堆積層の厚さは最大10mぐらいであろう。

宿毛市藻津では、標高20-40mの中位段丘面をつくるごく薄い新鮮な崖錐性角礫層の下位に、10m内外の厚さにわたって比較的固化している砂礫層と砂質シルト岩（埋木を含み、一部軽石質）とが互層し、亜角礫からなる礫層は下部に発達する（第27図）。この地層は土佐中村図幅地域内の中筋層（甲藤・満塩、1968）に相当すると考えられ、関東地方の下末吉層に対比されるであろう。弘見盆地の段丘堆積物は、現在の谷底面よりごくわずかに高い位置に基底があり、海拔約60mまで分布し、おもに角礫からなり、粘土層をはさむ。

V. 2 崖錐堆積物

崖錐堆積物としては、比較的顕著なものが一本松町中組の沢の北方流域に認められる。これは後背山地を構成する砂岩の角礫ないし円礫からなる。さらに、崖錐堆積物は図幅地域内の諸所の山地斜面にも小範囲ながら分布するが、これらは地質図で省略されている。崖錐堆積物中には黄色の降下火山灰層が挟在している場合がある。



第27図 宿毛市藻津の段丘堆積層柱状図

V. 3 沖積層

沖積層は河床堆積物ないし三角州性堆積物，および山間の低平地ないし谷底に分布する堆積物で代表される．三角州性堆積物はとくに僧都川や松田川の河口部に発達している．これらの沖積層は四万十累層群由来の砂岩・泥岩やそれらのホルンフェルスの砂・礫および粘土からなる．ボーリング資料によると，僧都川下流では堆積物が20mあまりの厚さに達する（永井・鹿島，1975）．宿毛市街地では，堆積物の厚さが27mを少しこえ，地下10mあまりの所に厚さ約3.5mの火山灰層をはさむ（甲藤・三井，1974）．この火山灰層は西南日本一帯に降下した火山灰（あかほや，音地）に相当するであろう．

海浜堆積物は地質図では沖積層に含めておいた．これは砂岩・泥岩などの砂・礫からなるが，場所によって，とくに船越半島西部の海岸や鹿島の海岸にはサンゴ体や貝殻などの破片からなる砂・礫が多い．

VI. 応 用 地 質

陶石 愛媛県南宇和郡御荘町および城辺町には、古くから陶石の産地が知られ、それぞれ御荘陶石および僧都陶石とよばれた。これらの陶石を主原料とする作陶が「御荘焼」として文化8年(1811)から約100年間にわたって行なわれた。長月川上流東方の山地において四万十累層群中に貫入した石英斑岩のレンズ状岩体(塚脇, 1975)は、NW-SE方向にのび、延長450m、最大の幅150m内外で、初生変質作用によって陶石化している。この変質した岩体中の良質の部分はやや軟質で、白-灰白色を呈する。陶石は、X線解析によると石英を主とし、絹雲母および微斜長石を伴う。御荘陶石の耐火度は一般にSK16-18(1,460-1,500℃)程度で、6個の試料の焼成収縮率(SK9にて酸化焰焼成)が4.59-11.96%である。また6個の試料の化学成分の平均値(%)は下記の通りである。

SiO ₂	75.00	御荘陶石は、品質試験の結果、可塑性に乏しく、単味では成形不可能である。しかし、やや軟質で白-灰白色を呈するものは、木節粘土または蛙目粘土などの粘性原料を30%添加する場合、白磁用素地として使用可能であろう。本陶石の総埋蔵量は、鉾体の最低レベル(標高350m)以上で280万tと算出され、このうち比較的良質と考えられる部分は上記総埋蔵量の約2割、56万t程度と推定される。なお、最近長月川上流西岸において作陶が復活されるようになった。
TiO ₂	0.13	
Al ₂ O ₃	15.21	
Fe ₂ O ₃	0.91	
CaO	0.21	
MgO	0.15	
K ₂ O	4.47	
Na ₂ O	2.22	
灼熱減量	1.75	
合 計	100.05	

碎石 四万十累層群の砂岩が、愛媛県南宇和郡一本松町奈路西方、満倉川(深浦の湾に注ぐ)の左岸および宿毛市湊浦東方において、碎石用として採取されている。これらの碎石用の岩石は、それぞれ城辺層J₁部層上部の厚層砂岩と竜ヶ迫層T₃部層の厚層砂岩である。稼行は小規模であり、量的にも少ないために、地方の需要を充たすにすぎない。

鉱泉 愛媛県南宇和郡一本松町奈路西方、国道中川隧道西側出口の河床中に川渡温泉の泉源がみいだされたが、この場所は現在大水により埋没している。しかし、満倉鉱泉とよぶ自噴泉があったことは明治以前にさかのぼるが、詳かでない。川渡温泉は昭和46年5月に四万十累層群の黒色頁岩質泥岩中に垂直に106m掘進され、湧出量が毎分300l、泉温が22℃の冷鉱泉である。鉱泉水は無色透明で、硫化水素臭を有し、フェノールフタレイン反応が顕著な強アルカリ性単純泉である。現在は利用されていない。

地すべり 図幅地域内において著しい地すべりは発生していない。ただし、城辺町深浦港の海岸に面した深浦・岩水・西組の各地区、御荘町高畑地区および西海町の船越^{ひさげ}・久家・樽見・武者泊の各地区は愛媛県によって急傾斜崩壊危険地区として指定されている。

文 献

- 愛媛県衛生部薬務課(1973) 愛媛の温泉(各論追補版). p. 19.
- 芳我幸正(1975) 5万分の1地形分類図「伊予鹿島・宿毛」および同説明書. 土地分類基本調査, 愛媛県, p. 9-16.
- 橋本 勇(1977) 愛媛県南宇和郡地域の四万十累帯の層序と構造(演旨). 日本地質学会第84年学術大会講演要旨, p. 334.
- 井上禧之助(1901) 20万分の1地質図幅「宿毛」および同説明書. 地質調査所, 20 p.
- 甲藤次郎(1961) 高知県地質鉱産図説明書, 四万十帯. 高知県, p. 56-90.
- (1969) 高知県の地質. 高知県市民図書館, 316+27 p.
- (1974) 20万分の1高知県表層地質図(土地分類図, 高知県). 経済企画庁総合開発局.
- (1975) いわゆる中筋地溝帯西部の宿毛付近の地質について. 高知大学学術研究報告, 自然科学, vol. 23, no. 16 (付短報), p. 133.
- KATTO, J. (1976) Additional Problematica from Southwest Japan. *Res. Rep. Kochi. Univ., Nat. Sci.*, vol. 15, no. 2, p. 17-24.
- 甲藤次郎(1977a) 四万十帯あらかると, 安芸一宿毛構造線と室戸半島層群の今昔. 地質ニュース, no. 271, p. 11-17.
- (1977b) 四国の地質の最近の進歩, 四国表層地質図の編集にあたって. 地質学雑誌, vol. 83, p. 457-460.
- (1977c) 四万十帯あらかると, 化石の墓場“古城山”と中筋地溝帯. 地質ニュース, no. 279, p. 30-39.
- ・松丸国照・岡田尚武・平 朝彦(1979) 室戸半島層群および同相当層から始新世化石の発見とその意義. 地質ニュース, no. 294, p. 41-43.
- ・三井 忍(1974) 5万分の1表層地質図「宿毛・土佐中村」および同説明書. 土地分類基本調査, 高知県, p. 24-27.
- ・———(1976) 四国西南部, 中筋地溝帯以南の来栖野層について. 国立科学博物館専報, no. 9, p. 35-37.
- ・満塩博美(1968) 高知県西南部の中位段丘堆積層. 高知大学学術研究報告, 自然科学, vol. 17, no. 6, p. 67-74.
- ・村上允英(1977) 高知県西南部の四万十帯. 日本地質学会第84年年会, 地質巡検案内書, 20 p.
- ・平 朝彦(1978 a) 竜串・イン・ザ・ワールド—四万十帯における浅海堆積相モデル. 地質ニュース, no. 281, p. 30-43.
- ・———(1978 b) 室戸半島層群の岩相と堆積環境. 地質ニュース, no. 287, p. 21-31, 9.
- ・寺戸恒夫・古谷尊彦・阿子島功(1974) 5万分の1地形分類図「宿毛・土佐中村」および同説明書・土地分類基本調査, 高知県, p. 18-23.

- 木村公志(1978) 高知県南西部四万十帯古第三系の堆積学的研究(演旨). 日本地質学会第85年学術大会講演要旨, p. 213.
- 高知県(1961) 高知県地質鉱産図および同説明書. 129 p.
- (1968) 高知県地質鉱産図(改訂版).
- MATSUMOTO, T. and HIRATA, M.(1969) A new ammonite from the Shimantogawa Group of Shikoku. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan.*, N. S., no. 76, p. 177-184.
- and OKADA, H.(1978) Evaluation of molluscan fossils from the Mesozoic of the Shimanto Belt. *Proc. Japan. Acad.*, vol. 54, ser. B, p. 325-330.
- 三井 忍・甲藤次郎・萩原一憲・小出和男(1976) 高知県西部“中筋地溝帯”以南の四万十帯—予報(演旨). 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p. 192.
- 永井浩三・堀越和衛・宮久三千年・鹿島愛彦・芳我幸正(1967) 愛媛県の地質. 新版20万分の1地質図および同説明書, トモエヤ, 松山, 82 p.
- ・鹿島愛彦(1975) 5万分の1表層地質図「伊予鹿島・宿毛」および同説明書. 土地分類基本調査, 愛媛県, p. 16-19.
- NAGAI, K., NAKANO, M., YOSHIDA, A. and OHTSUKA, F.(1962) The inoceramids discovered in the Shimantogawa Group of Ehime Prefecture, Shikoku. *Mem. Ehime Univ.*, sect. II, ser D, vol. 4, p. 95-101.
- 中世古幸次郎・西村明子・菅野耕三(1979) 四万十帯の放散虫化石の研究(白亜系放散虫を中心として). 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 2, p. 1-49.
- NODA, M.(1974) A new species of *Inoceramus* from the Shimantogawa Group of south Shikoku. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N. S., no. 93, p. 240-248.
- 岡田博有(1971) 地向斜砕屑堆積層中の一堆積様式. 地質学論集, 日本地質学会, no. 6, p. 75-82.
- 鈴木達夫(1937-1938) 7万5千分の1地質図幅「宿毛」および同説明書. 地質調査所, 31+7 p.
- 田中啓策(1977) 四国南西部宿毛地域の四万十帯層群. 地質調査所月報, vol. 28, p. 461-476.
- 寺岡易司(1977) 西南日本中軸帯と四万十帯の白亜系砂岩の比較—四万十地向斜堆積物の供給源に関連して. 地質学雑誌, vol. 83, p. 795-810.
- ・田中啓策(1975) 四国西部の四万十帯(演旨). 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p. 225.
- 塚脇祐次(1975) 愛媛県南宇和郡御荘陶石鉱床について. 地質調査所月報, vol. 26, p. 193-197.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kōchi (13) No. 88, 89

GEOLOGY

OF THE

IYOKASHIMA and SUKUMO DISTRICT

By

Keisaku TANAKA

(Written in 1979)

Abstract

The Iyokashima and Sukumo sheet-map areas, southwestern Shikoku, are geotectonically situated in the Shimanto Terrane of the Outer Zone of Southwest Japan. They are occupied chiefly by the Shimanto Supergroup of late Mesozoic to early Tertiary age, with subsidiary Quaternary deposits. Neogene intrusive rocks too crop out in the Sukumo quadrangle. Table 1 shows the geologic systems which are exposed in each mapped area.

CRETACEOUS-PALEOGENE SHIMANTO SUPERGROUP

The Shimanto Supergroup is represented by an extremely thick geosynclinal sequence which consists mainly of mudstone and sandstone (often turbidite) alternating in various thicknesses and proportions, with minor conglomerate, limestone, siliceous shale, felsic tuff, and basaltic rocks. Its Cretaceous part occupies the northern tract of the present area, whereas its Paleogene part is restricted in outcrop to the southeastern part of the Sukumo district. The strata are intensely folded and cut by many strike faults (commonly reverse faults), showing a noticeable zonal structure characterized by a prevailing southward (oceanward) vergence. The structure of this area was essentially determined by an early Neogene diastrophic disturbance followed by felsic igneous intrusions.

Table. 1

Age		Sukumo	Iyokashima	Remarks
Quaternary	Holocene	Alluvial deposits	Alluvial deposits	
	Pleistoc.	Terrace deposits		
Neogene	Pliocene	Intrusive rocks		Granitic intrusion Folding and faulting
	Miocene			
Paleogene	Oligocene	Misaki Group *		Submarine mafic volcanism
		Sukumo Group	Tatsugasako Formation Nakatsuno Formation	
	Eocene	Murotonanto Group	Kurusuno Formation Shikazaki and Hiromi Formations	
Paleocene			Southward shift of sedimentary basin	
Late Cretaceous	Upper Shimantogawa Group	Mishō and Yamakita Formations		
		Jōhen, Nakamura, and Arioka Formations	Jōhen Formation	
	Middle Shimantogawa Group	Uchiumi, Nishiumi, Inazu, and Ususuki Formations	Nishiumi Formation	
Early Cretaceous	Lower Shimantogawa Group *			

— fault relation

* not exposed in the mapped areas

CRETACEOUS

The Cretaceous part of the Shimanto Supergroup in Shikoku is stratigraphically tripartite in terms of major cycles which are dominated by argillaceous rocks in the lower part and by arenaceous rocks in the upper part. In the present area, the Cretaceous part comprises the upper part of the Middle Shimantogawa Group (mainly Cenomanian–Santonian) and the Upper Shimantogawa Group (Campanian–Maastrichtian); the Lower Shimantogawa Group (Lower Cretaceous) is not exposed here.

MIDDLE SHIMANTOGAWA GROUP

The upper part of the Middle Shimantogawa Group is represented by the Nishiumi Formation and the Uchiumi Formation to the north. The *Nishiumi Formation*, over 3,200m thick, consists primarily of sandstone, accompanied by about 300m of shaly mudstone in its relatively lower part. Equivalent to the upper part of the Nishiumi Formation are the Inazu and Ususuki Formations to the south. The *Inazu Formation*, more than 700m thick, is

made up of sandstone and subordinate shaly mudstone. The *Ususuki Formation*, over 900m thick, comprises shaly mudstone and sandstone in nearly equal amount, with occasional slump beds. Some of the conglomeratic sandstone beds are interpreted as fluxoturbidites. This formation contains radiolarians such as *Amphipyndax enesseffi* indicating early Campanian age and *Dictyomitra duodecimcostata*. The *Uchiumi Formation* consists of sandstone and subsidiary shaly mudstone, with a small lens of limestone and is probably lower than the Nishiumi Formation.

UPPER SHIMANTOGAWA GROUP

The Upper Shimantogawa Group is conformable with the Middle Shimantogawa Group. Its lower part is composed mainly of argillaceous sediments. Three formations of different facies are distinguished from north to south: the Jōhen Formation of turbidite-dominated facies, the Nakamura Formation of intermediate facies, and the Arioka Formation of neritic siltstone-dominated facies. These three formations are in fault contact with each other. In the Jōhen Formation, sandstone interbeds become westward less frequent and some of them thinner, finer grained, and better stratified. According to paleocurrent analysis of the sedimentary structures, lateral currents were exclusively from the north in the Jōhen Formation, whereas they were from the south in the Nakamura and Arioka Formations. Longitudinal currents were from east to west in the Jōhen and Nakamura Formations.

The *Jōhen Formation*, more than 3,400m thick, rests conformably on the Nishiumi Formation. It consists chiefly of shaly mudstone often interlaminated with sandstone. Turbidite sandstone beds are common and siliceous rocks, slump beds, and felsic tuff are occasional in this formation. *Inoceramus (Endocostea) balticus*, *I. (Sphenoceramus) schmidtii*, *Diplomoceras?* sp., and *Maorites* sp. occur in the lower part of the formation. The *Nakamura Formation*, over 2,000m thick in the present area, is similar in gross lithofacies to the Jōhen Formation. But it is separated from that formation by the less common occurrence of turbidite sandstone and shaly mudstone interlaminated with sandstone. On the other hand, massive siltstone is occasionally seen in the Nakamura Formation. Small lenses of limestone also occur scarcely. The lower part of the Nakamura Formation yields *Inoceramus (Endocostea) balticus*, *Gaudryceras* aff. *denmanense*, *Solenoceras* sp., *Glyptoxoceras* cf. *indicum*, and *Natalites?* sp. Moreover, *Baulites* cf. *rex* is found outside the present area. The *Arioka Formation*, more than 1,300m thick in the area, is richer in massive mudstone and siltstone than is the Nakamura Formation. Moreover, conglomerate, partly of fluxoturbidite nature, is interbedded at some horizons within the formation. *Vertebrite* cf. *kayei* is found in the Arioka Formation, and *Inoceramus (Endocostea) balticus* and *I. (Sphenoceramus) orientalis* as well occur in the eastward adjacent area.

The above three formations are correlated with the Campanian (Lower Heterian of the Japanese scale) for at least their respective lower parts and probably include the Maastrichtian (Upper Heterian), on the basis of the molluscan fossils mentioned above.

The upper part of the Upper Shimantogawa Group is represented by the Mishō Formation and the Yamakita Formation to the south. The *Mishō Formation*, over 2,500m thick, consists of alternating sandstone- and mudstone-rich sequences, the former being dominant over the latter. This formation resembles the Nishiumi Formation in the predominance of sandstone, but differs from that formation in that several thick mudstone-dominated sequences occur. Slump beds and felsic tuff are seen at several levels within the formation. The *Yamakita Formation*, more than 500m thick, is composed mainly of sandstone accompanied by mudstone.

PALEOGENE

The Paleogene part of the Shimanto Supergroup is divided into the Murotohanō Group (Eocene–Oligocene) and the Sukumo Group (Oligocene). Outside the present area the Misaki Group (Oligocene–lower Miocene) is exposed which represents the uppermost division of the supergroup.

MUROTOHANTŌ GROUP

This group comprises the Hiromi, Shikazaki, and Kurusuno Formations. The *Hiromi Formations*, over 4,200m thick, consists mainly of shaly mudstone or shale accompanied by sandstone, being characterized by the occurrence of basaltic rocks (lava and tuff). Its uppermost part (600m) is dominated by massive sandstone. The sandstone of the Hiromi Formation is poor in quartz and rich in rock fragments (mainly volcanic rocks), as is the case with the Cretaceous. This formation contains radiolarians such as *Dictyoprora mongolfieri* characteristic of the middle to upper Eocene. The *Shikazaki Formation*, more than 1,900m thick, is composed largely of shaly mudstone accompanied by sandstone. It corresponds to a part of the Hiromi Formation exclusive of its uppermost, sandstone-dominated part. The *Kurusuno Formation* is made up of shaly mudstone or shale and sandstone. The sandstones of the formation, as compared with those of the Cretaceous, tend to be richer in quartz and poorer in rock fragments (mainly volcanic rocks). This formation yields an Eocene foraminifer, *Asterocyclina* cf. *stella*, and some Oligocene bivalves such as *Portlandia* (*Portlandella*) *watasei* and *Lucinoma hannibali*, outside the present area.

SUKUMO GROUP

This group is subdivided into the Nakatsuno Formation of neritic siltstone facies below and the Tatsugasako Formation of turbidite-dominated facies above. The two formations are faulted against each other. The *Nakatsuno Formation*, more than 800m thick, consists chiefly of massive siltstone, with several interbeds of graded sandstone. Pebbly mudstone and felsic tuff are scarcely seen in this formation. *Crassatellites* cf. *yabei* and *Venericardia subnipponica* are found elsewhere. The *Tatsugasako Formation*, over 1,300m thick, is composed of mudstone interbedded with graded sandstone and slump bed in its lower part, mudstone in its middle part, and sandstone, occasionally graded, in its upper part. In this formation, longitudinal currents were westward (better to say, southwestward) and lateral currents were both from the north and from the south. This formation yields such molluscan fossils as *Portlandia* (*Portlandella*) *watasei* and *Lucinoma* cf. *hannibali*.

INTRUSIVE ROCKS

Small masses or dikes of various kinds of igneous rocks are intruded into the Shimanto Supergroup. They include biotite granite, quartz diorite, diorite, quartz porphyry, and andesite. Intrusion of these rocks is probably dated at middle Miocene. Shimanto rocks are thermally metamorphosed to be hornfelsic in some parts of the area. This suggests that granitic rocks occur widely underground.

QUATERNARY

The Quaternary comprises terrace deposits, talus deposits, and alluvium. The terraces (mostly river terraces) are of three different altitudes. Their deposits are composed of sand, gravel, and clay. Talus deposits are scattered in the area, but their occurrence is shown in only one place on the geologic map. The alluvium, consisting of sand, gravel, and clay, are distributed along valleys and beaches.

ECONOMIC GEOLOGY

A small mass of quartz porphyry near the northwestern margin of the Sukumo sheet-map area is altered to be useful for pottery stone. Sandstones of the Shimanto Supergroup are locally used for macadam. A mineral spring occurs about 2.5km southwest of Ippommatsu, but is now concealed by flood deposits.



1 *Inoceramus (Endocostea) balticus toyajoanus* NAGAO et MATSUMOTO × 1 中村層Nk₂部層, 宿毛市高石南方
2 *Solenoceras* sp. × 1.2 中村層Nk₁部層, 宿毛市高石西方
3, 4 城辺層J₁部層の砂岩層下面にみられる管状化石 *Torlessia* または *Terebellina* に酷似する × 0.8城辺町天嶋鼻

第II図版



1 竜ヶ迫層T₁部層の砂岩層下面にみられる多毛類化石 *Nereites murotoensis* カルト ×0.8 大月町タッチ海岸



2 竜ヶ迫層T₃部層の砂岩層下面にみられる生痕化石 *Acanthorhaphe* sp. 宿毛市湊浦東方

※文献引用例

田中啓策(1980) 伊予鹿島及び宿毛地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 56 p.

TANAKA, K. (1980) *Geology of the Iyokashima and Sukumo district*. Quadrangle Series, scale 1: 50,000, Geol. Surv. Japan. 56 p. (in Japanese with English abstract 5 p.)

昭和55年1月7日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷者 小宮山 一雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

東京都新宿区天神町78

©1980 Geological Survey of Japan